



Contribution à l'étude de la dynamique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR)

Thomas Echelard

► To cite this version:

Thomas Echelard. Contribution à l'étude de la dynamique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR). Géographie. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU007 . tel-01128087

HAL Id: tel-01128087

<https://theses.hal.science/tel-01128087>

Submitted on 22 Jun 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Thomas ECHELARD

Thèse dirigée par **Philippe SCHOENEICH** et codirigée par **Michel GAY**,

préparée au sein des **Laboratoires PACTE et GIPSA-lab**
dans **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**.

Contribution à l'étude de la cinématique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR)

Thèse soutenue publiquement le « **04 avril 2014** »,
devant le jury composé de :

M. Reynald, DELALOYE

Professeur - Université de Fribourg / Rapporteur

M. Viktor, KAUFMANN

Professeur, Graz University of Technology - Rapporteur

M. Xavier, BODIN

Chargé de recherche - EDYTEM - CNRS / Examineur

M. Charles, LE COEUR

Professeur émérite - Université Paris 1 / Examineur - Président du jury

M. Philippe, SCHOENEICH

Professeur - Université de Grenoble / Directeur de thèse

M. Michel, GAY

Ingénieur de recherche - GIPSA-lab - CNRS / Co-directeur de thèse



Remerciements

Ce travail de thèse a été mené, à Grenoble, en collaboration avec le laboratoire PACTE et le GIPSA-Lab que je remercie pour leur accueil.

Je remercie mon directeur, Philippe Schoeneich, de m'avoir initié à la géomorphologie puis de m'avoir soutenu tout au long de ce projet de thèse. Je remercie également mon co-directeur, Michel Gay, d'avoir accepté de co-encadrer mon travail et de m'avoir permis de m'immiscer dans le « monde du radar » venant de Géographie.

Merci à Charles Le Coeur de m'avoir fait l'honneur de présider le jury de thèse et de l'intérêt qu'il a porté à mes travaux. Merci également à Reynald Delaloye et Viktor Kaufmann d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail. Leurs commentaires me permettront d'affiner et d'approfondir mes recherches. Merci également à Xavier Bodin de m'avoir fait le plaisir de participer à mon jury de thèse malgré la distance.

Un grand merci pour l'aide précieuse d'Andrea, Chloé, Jean-Mi, Laurent et Xavier. Depuis le Master et que ce soit sur le terrain ou à la fac, nos discussions m'ont permis de comprendre bien des choses.

Un merci sportif pour toutes les personnes qui m'ont accompagné sur le terrain tout au long de ma thèse mais aussi durant mon stage de master. Les sacs étaient lourds et les glaciers rocheux malcommodes pour la marche... mais avouez que le cadre était chouette !

Je n'oublie pas les amis et collègues de l'IGA côtoyés tout au long de ces 4 années : mention spéciale pour la fine équipe du 1319 (Khaled, Marc, Solenn et Yo) mais aussi Caro (merci pour le pot !), Marion, Marine, Aurélien, Fab, Pierrot, Jé, Pierre et tous ceux que j'aurais pu oublier (pardon).

Petit clin d'œil pour le Hidden Orchestra, le Cinematic Orchestra, Gramatik et Dead can Dance pour leur coup de pouce durant la rédaction...

Merci à ma famille pour leur aide, leur soutien, leurs encouragements, les relectures et leur présence pendant toutes ces années d'études (c'était pas gagné ! Ils comprendront).

Enfin, merci à Sophie pour tellement de choses et depuis tellement de temps que je ne pourrai pas toutes les citer ici ! Merci pour ta présence à mes côtés, tes encouragements, ton aide (technique et psychologique !) et pour ta patience pendant la rédaction. A bientôt Chuchi !

Résumé

Les glaciers rocheux sont l'une des expressions visibles du pergélisol de montagne et sont à ce titre l'objet d'études nombreuses et variées depuis plus de 20 ans. Deux principaux thèmes sont actuellement étudiés par la communauté scientifique : i) mieux appréhender les mouvements qui affectent les glaciers rocheux ainsi que les mécanismes qui les régissent et ii) évaluer l'impact des changements atmosphériques globaux sur ces formes périglaciaires. Dans ces travaux de thèse nous proposons de contribuer au premier de ces deux thèmes de recherche en utilisant un des outils offerts par la télédétection satellitaire, déjà utilisé dans d'autres pays pour l'étude des glaciers rocheux : l'interférométrie radar différentielle (D-InSAR).

L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR) est une méthode basée sur la mesure de la différence de phase entre deux images radar qui couvrent la même zone à différents intervalles de temps et depuis des orbites quasi-similaires. Déjà utilisée dans d'autres domaines, notamment en glaciologie, volcanologie et sismologie, cette technique crée des interférogrammes, cartes de la déformation du sol en deux dimensions dans la ligne de visée du satellite, qui permettent de détecter et de quantifier un déplacement de quelques centimètres survenu au sol entre deux acquisitions radar. Des recherches en Suisse ont montré que cette technique pouvait être utilisée pour semi-quantifier les mouvements de glaciers rocheux sur de vastes secteurs et parfois les quantifier (sous réserve de respecter certains critères lors de la création et l'analyse des interférogrammes).

Dans ce travail de thèse, nous avons acquis des images radar provenant des satellites ERS (datant de 1991 à 1995) et TerraSAR-X (datant de l'été 2012) grâce à l'ESA (agence spatiale européenne) et au DLR (*Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt*, agence spatiale Allemande) dans le but de créer et d'analyser des interférogrammes dans le secteur des Alpes françaises. Nous nous intéressons principalement à la détection des glaciers rocheux. Les archives des satellites ERS-1 et 2 nous ont permis de travailler à l'échelle de l'ensemble des Alpes françaises avec une résolution moyenne (25m en géométrie sol). Les données provenant de TerraSAR-X (TSX) ont permis des analyses plus fines grâce à une meilleure résolution en géométrie sol (10m). Cependant le secteur d'études s'est restreint à la Haute Maurienne/Haute Tarentaise à cause du coût des données et du temps nécessaire à la création et à l'analyse des interférogrammes.

Pour les données ERS, nous avons pris en compte l'ensemble des images disponibles au-dessus des Alpes françaises et choisi celles adaptées pour notre étude. Finalement 9 interférogrammes ont été créés. Pour analyser ces données deux méthodes ont été employées : i) une analyse visuelle par des géomorphologues dans un SIG (aidé par des ortho-images et des données topographiques) ; ii) une évaluation de la pertinence des résultats par l'intermédiaire d'une comparaison entre les résultats D-InSAR et des inventaires de glaciers rocheux existants. Finalement une carte de l'ensemble des glaciers rocheux détectés dans les Alpes françaises a été produite. Les données TSX ont été analysées sensiblement de la même manière. Enfin, une troisième étude s'est concentrée sur le cas peu commun du glacier rocheux « déstabilisé » de Pierre Brune (mouvements > 2m/an). Une reconstitution historique des déplacements a été réalisée à partir d'images optiques d'archive et des données GPS ont été acquises durant l'été 2012 et comparées aux données obtenues par D-InSAR.

En nous basant sur ces études aux résolutions d'images et aux échelles spatiales variées, nous proposons une discussion sur la pertinence de l'utilisation de la méthode D-InSAR pour du « *monitoring* » à moyen et long termes des glaciers rocheux mais également sur les atouts et inconvénients de la méthode.

Abstract

Rockglaciers are one the visual expressions of mountain permafrost and have been the focus of numerous and various studies in the last two decades. Two main topics are studied by the scientific community: i) better understanding the movements of active rockglaciers and the phenomena that generate those movements; ii) assessing impact of global atmospheric change on these periglacial shapes. Here we propose to contribute to the first topic by using remote sensing method of displacement measurements already used in other countries for rockglaciers studies: Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (D-InSAR).

D-InSAR is a method of measurement based on the phase difference between two radar images, which represent the same area but at different time intervals. The technique generates interferograms, maps of surface deformation in two-dimensions allowing for the detection and sometimes quantification (in centimeters) of variations in distance between the target and the radar between two different data acquisitions. Recent research has shown that the InSAR technique can be used to semi-quantify rockglacier deformation (under the assumption that certain conditions are respected with regard to generating and interpreting the interferograms).

In the present thesis, ERS radar images (dating from 1991 to 1995) and TerraSAR-X data (dating from summer 2012) were obtained in courtesy of ESA (European Space Agency) and DLR (*Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt*, German Space Agency) with the aim of generating interferograms. We are interested by the detection of rockglacier movements. The ERS archives allowed us to work at French Alps scale with moderate resolution (25m in ground geometry) whereas TerraSAR-X data have better ground resolution (10m). However TSX analysis are more local (Haute Maurienne/Haute Tarentaise) due to the cost of the data and because interferograms analyzes are very time-consuming.

With ERS, we selected all archives data and chose the more relevant of them. Finally 9 interferograms were generated. To analyze this amount of data two methods were employed: i) a GIS analysis of interferograms by geomorphologists (helped by ortho-images and topographic data), ii) a comparison between rockglaciers detected on interferograms and existing rockglaciers shape inventory to evaluate the quality of the radar detections. At the end of the analysis a map of the French Alps with all detected rockglacier movements was produced. With TerraSAR-X data, the method of analysis was almost the same. Analyzes focused on the Haute Maurienne/Haute Tarentaise massif and radar data are more accurate (resolution and orbit data).

A third scale of analysis is focus on the Pierre Brune rockglacier which has been detected on ERS interferograms as destabilized rockglaciers (movement > 2 m/year). Further investigations have been carried out on this site (historical movements reconstitution and GPS acquisitions).

Based on these studies with different scales and resolutions, we proposed a discussion about suitability of D-InSAR measurements method for long term rockglaciers monitoring as well as drawbacks and benefits of the method.

Table des matières

Table des matières.....	1
Sigles et abréviations	7
Chapitre 1 - Introduction.....	11
1.1 Problématique et objectifs.....	12
1.2 Cadre des travaux	14
1.3 Organisation de la thèse.....	15
Chapitre 2 - Pergélisol de montagne et glacier rocheux : aspects théoriques.....	19
2.1 Notions générales	20
2.1.1 Le milieu périglaciaire.....	21
2.1.2 Pergélisol : définitions, facteurs de contrôle et catégorisations.....	23
2.1.3 Structure et profil thermique d'un corps de pergélisol	25
2.2 Une forme d'étude principale : le glacier rocheux.....	27
2.2.1 Définitions	27
2.2.2 Classifications	30
La classification utilisée dans ce travail.....	30
Autres classifications.....	33
2.2.3 Mouvements de surface.....	33
2.2.4 Les glaciers rocheux déstabilisés.....	35
Chapitre 3 - Mesurer le déplacement de surface des glaciers rocheux.....	37
3.1 Présentation succincte des méthodes de mesure.....	38
3.1.1 Les méthodes utilisant le positionnement par satellites	38
Le GPS différentiel.....	39
Le GPS RTK (Real Time kinematic ou cinématique temps réel)	39
Le GPS continu	40
3.1.2 Le suivi géodésique terrestre.....	41

3.1.3 La photogrammétrie	42
3.1.4 Le LiDAR.....	43
3.1.5 L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR)	44
3.2 Avantages et limites des méthodes présentées	45
Chapitre 4 - Mesure du déplacement par imagerie SAR (RSO)	49
4.1 Notions générales de l'imagerie SAR.....	50
4.1.1 Bref historique	50
4.1.2 Principes de l'imagerie SAR	51
4.1.3 La géométrie des images radar.....	53
4.2 Interférométrie radar différentielle (D-InSAR)	54
4.2.1 Création de l'interférogramme	55
La phase interférométrique	55
Le déroulement de la phase	56
La cohérence interférométrique	56
4.2.2 Les informations topographiques contenues dans un produit interférométrique	57
4.2.3 Extraction des franges liées au déplacement (D-InSAR)	58
4.2.4 Limite et précision de la méthode D-InSAR.....	60
Les contraintes spatiales.....	60
Les contraintes temporelles.....	63
Les contraintes liées au relief et à la nature du sol.....	64
Les contraintes de taille de pixel	64
4.3 D-InSAR et glacier rocheux	70
4.3.1 Littérature et particularités	70
4.3.2 Comment analyser les données ?	72
L'analyse visuelle pour la détection et l'évaluation de l'ordre de grandeur de déplacement des glaciers rocheux.....	72

Méthode de quantification de mouvement adaptée aux glaciers rocheux.....	73
Chapitre 5 - Données utilisées et traitement.....	75
5.1 Les données radar	76
5.1.1 Satellites ERS.....	76
5.1.2 Satellite TerraSAR-X	77
5.1.3 Logiciels utilisés pour les traitements d'images	79
5.2 Les données utilisées lors des analyses.....	79
5.2.1 Données topographiques	80
Modèle numérique de terrain	80
Modèles numériques dérivés.....	81
Cartes topographiques.....	82
5.2.2 Ortho-images	82
5.2.3 Logiciels SIG utilisés.....	84
5.3 Données sur l'activité des glaciers rocheux.....	84
5.3.1 Acquisition de mesures par GPS continu	85
5.3.2 Données d'inventaires de glaciers rocheux.....	87
L'inventaire du Queyras	87
L'inventaire de la Vanoise	88
Chapitre 6 - Secteurs d'études	89
6.1 Une échelle multirégionale : les Alpes françaises	90
6.1.1 Présentation du secteur d'étude.....	90
6.1.2 Pourquoi cette échelle ?.....	92
6.1.3 Quel objectif ?	92
6.2 Une échelle régionale : la Haute Maurienne / Haute Tarentaise	93
6.2.1 Présentation du secteur d'étude.....	93

6.2.2 Pourquoi cette échelle ?.....	95
6.2.3 Quels objectifs dans ce secteur ?	97
6.3 Une échelle locale : les glaciers rocheux de Pierre Brune	97
6.3.1 Présentation des versants des Pointes de Pierre Brune.....	97
6.3.2 Pourquoi le site de Pierre Brune ?.....	98
Chapitre 7 - Détection de mouvements de glaciers rocheux à partir des archives ERS	101
7.1 Synthèse des données interférométriques.....	102
7.1.1 Choix d'un jeu de données pertinent dans les archives ERS.....	102
7.1.2 Les interférogrammes générés et la méthode d'analyse	105
Caractéristiques des interférogrammes générés.....	105
Méthode d'analyse des interférogrammes.....	106
7.2 Résultats généraux	108
7.3 Validation croisée entre données D-InSAR et inventaires existants	113
7.3.1 Comparaison avec l'inventaire du massif du Queyras	113
7.3.2 Comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc.....	115
7.3.3 Discussion	115
7.4 Bilan des résultats obtenus avec les données ERS.....	117
Chapitre 8 - Détection de mouvements de glaciers rocheux avec les données TerraSAR-X.....	121
8.1 Synthèse des interférogrammes générés	123
8.1.1 Choix des images et interférogrammes générés	123
8.1.2 Précision méthodologique.....	125
Réalisation de l'inventaire et ordres de grandeur de déplacement	125
Pourquoi un ordre de grandeur de déplacement ?	127
Quantification des déplacements.....	128
8.2 Résultats généraux	129

8.2.1 Cartographie et caractéristiques générales des détections.....	129
8.2.2 Comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc.....	137
8.2.3 Evolution de la vitesse de glaciers rocheux détectés entre les années 90 (ERS) et 2012 (TSX)	137
8.2.4 Essai de quantification de mouvement sur le glacier rocheux de la Fournache.....	140
8.2.5 Synthèse / Discussion	144
8.3 Pierre Brune, étude d'un cas de glacier rocheux déstabilisé	148
8.3.1 Analyse des images aériennes disponibles sur le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest.	148
8.3.2 Données de mouvements acquises durant l'été 2012 (D-InSAR et GPS)	153
Comparaison qualitative des interférogrammes avec les mesures GPS	153
Quantification des données D-InSAR	156
8.3.3 Synthèse	159
8.4 Bilan des résultats obtenus avec les données TSX	160
Chapitre 9 - Bilan et discussion des travaux menés	163
9.1 Apports de la thèse et limites des résultats	164
9.1.1 Une première base de données sur l'activité des glaciers rocheux des Alpes françaises basée sur de l'InSAR.....	164
9.1.2 Evaluation de la méthode D-InSAR dans le cadre de l'étude de la cinématique des glaciers rocheux.....	165
9.2 Perspectives pour des recherches futures.....	168
9.3 Conclusion	170
Bibliographie	173
Liste des figures.....	185
Liste des tableaux	193
Annexes	195

Sigles et abréviations

AAZ : Amplitude Annuelle Zéro, ZAA en anglais pour Zero Annual Amplitude.

ANR : Agence Nationale de la Recherche.

CETMF : Centre d'Etude Techniques Maritimes et Fluviales.

DGPS : Differential Global Positioning System.

D-InRSO : acronyme francophone pour D-InSAR.

D-InSAR : differential radar interferometry.

DLR : Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt, agence spatiale allemande.

EADS Astrium : European Aeronautic Defence and Space company, société industrielle du secteur aéronautique et spatial. Début 2014 EADS a été renommé Airbus Group. Astrium est le nom de la division espace de cette société.

EFIDIR : Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacement par Imagerie Radar - projet ANR Masse de données et Connaissances 2008-2011.

EMQ : Erreur Moyenne Quadratique également appelée erreur standard.

EOLi : Earth Observation Link

ERS : European Remote Sensing

ESA : European Space Agency

GAMIT® : logiciel développé par le MIT pour traiter les données fournies par les GPS continus.

GAMMA® : logiciel commercial de traitements d'images radar développé par la société GAMMA Remote Sensing.

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

GIPSA-lab : Grenoble Images Parole Signal Automatique. Laboratoire de recherches.

GPS : Global Positioning System.

IGA : Institut de Géographie Alpine.

IGN : institut national de l'information géographique et forestière.

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers.

ISTERRE : Institut des Sciences de la Terre.

LiDAR : Light Detection And Ranging.

LOS : Line Of Sight.

MAAT : Mean Annual Air Temperature.

MAGST : Mean Annual Ground Surface Temperature.

MAPT : Mean Annual Permafrost Temperature.

MNT : Modèle Numérique de Terrain.

PACTE : Politiques publiques, ACtion politique, TErritoires

PermaNET : Permafrost Network, projet de recherches européen.

QGIS : Quantum Geographic Information System.

RMSE : Root Mean Square Error.

ROI_PAC : Repeat Orbit Interferometry PACkage. Logiciel libre de traitements d'images radar.

RSO : Radar à Synthèse d'Ouverture, acronyme français de SAR.

RTM : Restauration des Terrains en Montagne.

SAR : Synthetic Aperture Radar.

SIG : Système d'information Géographique.

SIGMAPHY : Signal-Images-Physique, équipe de recherches du laboratoire GIPSA-lab.

SLAR : Side-Looking Airborne Radar.

TerraSAR-X : satellite radar allemand d'observation de la Terre.

TMAA : Température Moyenne Annuelle de l'Air, acronyme français de MAAT.

TMAP : Température Moyenne Annuelle du Permafrost, acronyme français de MAPT.

TMASS : Température Moyenne Annuelle de la Surface du Sol, acronyme français de MAGST.

TSX : abréviation pour désigner le satellite TerraSAR-X.

UJF : Université Joseph Fourier.

ZAA : Zero Annual Amplitude.

Chapitre 1 - Introduction

1.1 Problématique et objectifs

Depuis plusieurs décennies maintenant les questions liées aux variations climatiques passées, présentes ou à venir font l'objet de nombreux travaux scientifiques. Que ce soit au sein des Sciences de la Terre ou des Sciences Humaines et Sociales, ce thème de recherche est devenu un des axes central de la recherche scientifique. En Sciences de la Terre, on cherche à mieux appréhender les phénomènes naturels, anticiper les aléas générateurs de risques, modéliser les changements globaux, etc. Dans les Sciences Humaines et Sociales, les recherches s'articulent autour de deux thèmes principaux que sont l'atténuation des émissions de CO² et l'adaptation aux variations climatiques dont découle la notion de vulnérabilité des populations. Le rapport de 2007 du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) dresse le bilan des connaissances actuelles sur les changements climatiques globaux et fait état des grands thèmes évoqués précédemment (GIEC 2007). Ce travail de thèse s'inscrit dans cette vaste problématique générale. Cependant, il ne sera pas ici directement question des mécanismes inhérents aux variations climatiques globales actuelles mais aux possibles conséquences de celui-ci sur les hauts versants alpins.

Les milieux de montagne fortement soumis au gel constituent l'élément d'étude principal de ce travail de thèse. Ce milieu est souvent associé au pergélisol, ce qui est juste mais incomplet, car il englobe également des phénomènes liés au gel saisonnier ou au gel/dégel diurne, qui ne sont pas nécessairement situés dans des zones de pergélisol. Le terme de « milieu périglaciaire » qualifie ces versants dont la morphologie est essentiellement liée au gel.

Le milieu périglaciaire donne souvent naissance à des phénomènes de fluage plus ou moins important (de quelques millimètres à plusieurs mètres par an) sur des formes géomorphologiques dont les tailles varient de quelques mètres carrés pour de la solifluxion à plusieurs dizaines d'hectares pour les plus grands glaciers rocheux Alpains. Au sein du milieu périglaciaire, nos objets d'études principaux sont les glaciers rocheux. Comme pour les glaciers blancs, ils ont des dynamiques spécifiques qui sont, entre autres, dépendantes des évolutions climatiques, c'est pourquoi on cherche à mieux appréhender les mécanismes qui les régissent.

D'autre part, la rupture du glacier rocheux du Bérard dans les Alpes-de-Haute-Provence, la déstabilisation de glaciers rocheux dans la vallée de la Matter en Suisse ou encore la présence d'infrastructures d'altitude¹ sur ou à proximité d'accumulations détritiques gelées sont autant d'exemples qui font émerger une autre problématique

¹ On entend par infrastructures d'altitude des équipements comme des refuges ou des remontées mécaniques.

nécessitant de connaître au mieux la localisation et les vitesses des formes fluantes sur les versants Alpains : les risques associés à la dégradation du pergélisol de montagne. Bien que souvent situés dans des vallons éloignés de toutes infrastructures, il semble néanmoins important de déceler les quelques cas pour lesquels les enjeux sont plus importants, qu'ils soient directs ou indirects. On peut par exemple imaginer des éboulements provenant de glaciers rocheux déstabilisés proches de sentiers ou d'infrastructures d'altitude (risque direct) ou la rupture d'un glacier rocheux obstruant un cours d'eau (risque indirect).

Certains pays, comme la Suisse, se sont attelés depuis plus de 20 ans à inventorier les glaciers rocheux présents sur leur territoire. Cela présente un double intérêt : i) du point de vue de la gestion des risques, cela permet d'évaluer les enjeux et d'en tenir compte dans les politiques d'aménagement du territoire et ii) d'un point de vue scientifique, cela permet d'avoir un "état des lieux" des glaciers rocheux à un temps T afin de détecter de potentielles évolutions de leurs déplacements dans le contexte de variations climatiques. En France, on trouve également des études sur les glaciers rocheux depuis plus de 20 ans mais de manière plus ponctuelle. Dès la fin des années 1980, on trouve quelques études sur les glaciers rocheux puis quelques inventaires dans des secteurs précis des Alpes françaises. Cependant, la méthodologie employée varie d'un inventaire à l'autre et les données de mouvements se fondent uniquement sur des critères géomorphologiques et l'expérience des opérateurs, à l'exception de quelques données ponctuelles de mouvements ou de mesures géophysiques. Il y a donc deux lacunes à combler : i) la réalisation d'un inventaire des glaciers rocheux à l'échelle des Alpes françaises et ii) l'obtention de données de références fiables concernant les mouvements de glaciers rocheux dans les Alpes françaises. En ce qui concerne la réalisation de l'inventaire, la lacune est sur le point d'être comblée puisque le RTM (Restauration des Terrains en Montagne) a entrepris depuis 2011 la réalisation d'inventaires systématiques et normalisés qui devraient couvrir à terme l'ensemble des Alpes françaises. C'est sur le second point que se focalise ce travail de thèse : l'obtention de données de références concernant les mouvements de glaciers rocheux dans les Alpes françaises. Bien que certains sites soient instrumentés depuis plusieurs années, ils restent peu nombreux et sont souvent choisis pour leur accès aisé étant donné la difficulté de transporter le matériel de mesures. Pour pallier à cela, le recours à des méthodes de télédétection semble approprié.

L'avènement des nouveaux satellites civils à haute résolution spatiale et temporelle offre des outils de plus en plus puissants et performants pour l'observation de la Terre et le suivi des mouvements de surface. Depuis les premiers lancements dans les années 1950, les évolutions technologiques en la matière sont constantes et rapides. On

dispose aujourd'hui de données satellitaires dont la résolution peut être submétrique². Au-delà de la simple possibilité d'acquérir des données optiques très précises du globe, de nombreuses méthodes sont et ont été développées pour classifier, catégoriser ou encore quantifier certains phénomènes à l'échelle de la planète. Parmi celles-ci se trouve l'interférométrie radar (InSAR ou InROS)³, dont nous proposons ici d'utiliser une application qui en découle, l'interférométrie radar différentielle (D-InSAR). Cette méthode permet, à partir d'images radar, de détecter des mouvements et/ou des déformations à la surface du globe.

Les principaux objectifs de ces travaux applicatifs sont i) d'apporter une première contribution à l'évaluation du nombre de glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises et d'évaluer leur niveau d'activité puis par retour d'expérience, ii) il paraît également nécessaire de discuter de la pertinence de cette méthode pour un suivi à long terme de la cinématique des glaciers rocheux.

1.2 Cadre des travaux

Ce travail s'intègre en partie dans le cadre du projet de recherche européen PermaNET qui s'est terminé fin 2011. Celui-ci avait pour ambition de mettre en place un large réseau de suivi du permafrost à travers les Alpes afin d'en mesurer à terme l'évolution face aux variations climatiques tout en utilisant des méthodes de mesure éprouvées et en contribuant à la mise en œuvre de nouvelles méthodologies (Mair *et al.* 2012). Il fait également suite au projet financé par la fondation MAIF qui avait comme objectif "d'apprécier, à partir de scénarios probables de réchauffement, les conséquences que peut avoir ce phénomène vis-à-vis des installations de sports d'hiver ou des zones habitées" (MAIF 2010). Ces projets ont rendu visible et ont permis de pérenniser ce thème de recherche au sein des sciences de la Terre en France. Dans le même temps, le réseau français de suivi du permafrost, PermaFRANCE, a été créé, emboitant le pas au réseau Suisse PERMOS (PERMAFRANCE 2010 ; PERMOS 2010).

La littérature scientifique française de ces dix dernières années concernant le permafrost dans les formations superficielles s'est également beaucoup enrichie avec notamment les travaux de thèse de Xavier Bodin ou Sébastien Monnier (Bodin 2007 ; Monnier 2006) ainsi que celles de Jean-Michel Krysiecki ou de Romain Perrier, encore

² Certains satellites optiques comme ceux de la constellation Pléiades par exemple ont une résolution de 50 centimètres.

³ InSAR est l'acronyme anglophone et InRSO le francophone. Pour la suite du document nous préférons l'acronyme InSAR plus souvent utilisé que ce soit dans la littérature scientifique ou oralement ; même par les francophones.

en cours au moment de la rédaction de ce document. Cette thèse a pu être réalisée grâce au dynamisme actuel de la recherche française sur le pergélisol et s'insère pleinement dans cet élan.

Sur le plan administratif le travail s'est déroulé conjointement au sein de deux laboratoires : le laboratoire PACTE à l'Institut de Géographie Alpine, Université Joseph Fourier, Grenoble 1 et le laboratoire GIPSA-lab dans l'équipe SIGMAPHY, INP-Grenoble. Ce dernier a servi de référent et de support technique pour la partie traitement du signal, acquisitions d'images radar et ressources informatiques. Le laboratoire PACTE était le référent pour les thèmes liés à la géographie, la géomorphologie, les SIG ou les questions de géodésie. Ce travail a été financé par une allocation du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche et logistiquement soutenu par les projets cités dans le paragraphe précédemment (PermaNET et fondation MAIF) ainsi que par le projet ANR EFIDIR.

1.3 Organisation de la thèse

Ce manuscrit est composé de neuf chapitres répartis dans trois parties. La première propose une synthèse bibliographique des différents thèmes abordés dans ce travail au travers de deux chapitres. Le chapitre 2 constitue un état de l'art sur le pergélisol dans les formations superficielles. Une attention particulière est donnée aux glaciers rocheux, forme d'étude principale de ce travail. Au chapitre 3, la revue bibliographique se focalise sur les différentes méthodes de mesure du fluage des glaciers rocheux communément utilisées (GPS, théodolite, LiDAR etc.) et propose une synthèse sur leur pertinence d'utilisation en termes de spatialisation et de répétitivité de mesure.

Dans la seconde partie, nous évoquons au travers de trois chapitres la méthodologie employée, les données utilisées ainsi que les sites d'études. Le chapitre 4 détaille les tenants et les aboutissants de la principale méthode de mesure utilisée dans cette étude : l'interférométrie radar différentielle. Les chapitres 5 et 6 présentent quant à eux les différentes données utilisées (données radar, optiques, topographiques) et les sites d'études choisis.

Enfin, la troisième et dernière partie est consacrée aux résultats. Les chapitres 7 et 8 présentent les résultats obtenus avec, respectivement, une série d'images d'archive des satellites ERS et une série d'images acquises en 2012 par le satellite TerraSAR-X. Dans ces chapitres sont présentés les résultats obtenus par D-InSAR mais également les apports de la combinaison entre inventaires de glaciers rocheux existants et données interférométriques. Une section du chapitre 8 se focalise plus particulièrement sur un glacier rocheux pour lequel des données GPS ont été acquises durant le travail de thèse

parallèlement aux acquisitions radar : le glacier rocheux de Pierre Brune dans le massif de la Vanoise. Une étude géomorphologique plus complète est réalisée pour ce site. Enfin, le chapitre 9 propose de discuter des apports de la thèse, des limites de la méthode D-InSAR en termes de précision, fiabilité et de mise en œuvre pour l'étude de la cinématique des glaciers rocheux. La réalisation de cette étude étant limitée à 3 années de thèse, les perspectives qui en découlent sont nombreuses et seront également présentées dans ce chapitre.

Partie I

- Etat de l'art -

Chapitre 2 - Pergélisol de montagne et glacier rocheux : aspects théoriques

2.1 Notions générales

Peu visible dans le paysage car situé en profondeur, les zones de pergélisol ou permafrost (terme anglophone couramment utilisé) couvrent environ 15% des terres émergées du globe⁴ contre 10% pour les zones englacées (GIEC 2007). Situé dans des zones climatiques froides, on distingue deux zones principales propices à la présence de pergélisol : les hautes latitudes (Nord du Canada ou de la Sibérie par exemple) et les hautes altitudes (Alpes, Andes ou Himalaya par exemple). On parle donc de pergélisol de haute latitude et de pergélisol de haute altitude plus couramment appelé pergélisol de montagne. La figure 1 présente les zones potentielles de pergélisol pour l'hémisphère Nord et plus spécifiquement pour les Alpes. Dans ce chapitre, l'objectif est de proposer une synthèse bibliographique des travaux menés sur le pergélisol de montagne et en particulier sur le pergélisol dans les formations superficielles.

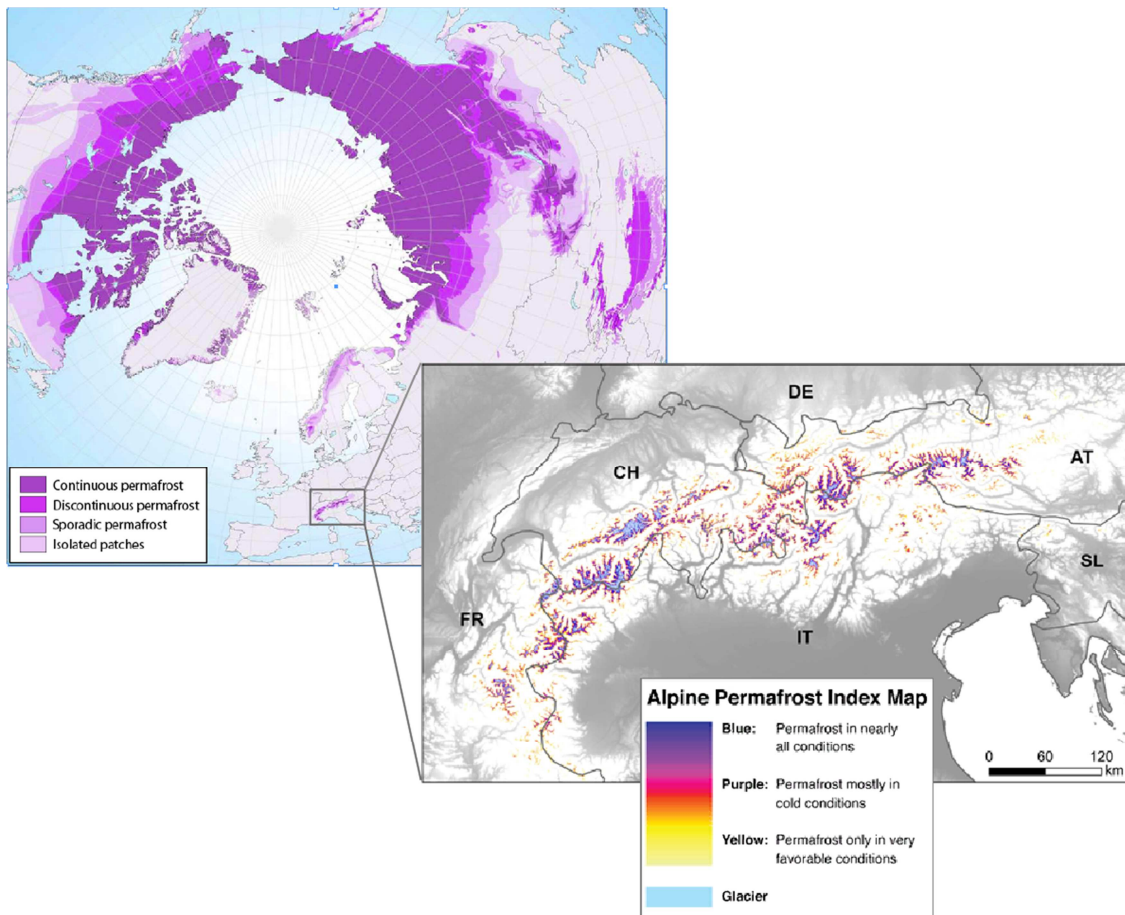


Figure 1 : Modélisation de la répartition du permafrost pour l'hémisphère Nord (source, IPA 2010) et pour les Alpes (Boeckli *et al.* 2012).

⁴ Cette valeur ne tient pas compte des zones de pergélisol situées sous les océans, les glaciers et les inlandsis.

2.1.1 Le milieu périglaciaire

Le milieu périglaciaire se définit comme une frange altitudinale, située autour des zones englacées dites « glaciaires » dans laquelle se concentrent les processus et modelés liés essentiellement à l'action du gel (Coque 2002). Dans les Alpes françaises du Nord, Chardon estime que le milieu périglaciaire apparaît au-delà des pelouses ou prairies alpine dites dégradées ou écorchées (ce qui correspond approximativement à l'isotherme moyen annuel 0°C) et se termine à l'altitude des névés des glaciers marquant le contact entre zones d'ablations et d'accumulations (Chardon 1984 ; Chardon 1989). Les facteurs qui interagissent au sein de ce milieu sont nombreux, (topographie, humidité, lithologie etc.) c'est pourquoi il est peu commode de le borner altitudinalement (figure 2). Cependant, il est communément admis que les processus périglaciaires apparaissent dans les Alpes françaises au niveau de l'étage alpin entre 1800 et 2500m d'altitude. Chardon estime que les phénomènes périglaciaires les plus actifs se situent entre 2400 et 3000 mètres et que cette zone se relève progressivement en allant du Nord vers le Sud des Alpes françaises (Chardon 1984). A ces altitudes, les paysages très minéraux combinés aux cycles gel/dégel ainsi qu'aux gels saisonniers donnent lieu à de spectaculaires processus géomorphologiques comme :

- la gélifraction, processus de désagrégation physique des roches par l'action du gel/dégel qui joue un rôle important dans les géosystèmes de haute montagne. Son action est étroitement liée à la nature des roches (porosité, fracturation, etc.) et à l'importance des cycles de gel/dégel ;
- la glace de ségrégation, pénétration de la glace dans un sol sous l'effet du gel donnant parfois lieu à des lentilles de glace influençant le soulèvement et la mobilité du sol dans des matériaux détritiques (Van Vliet-Lanoé 1988) ;
- la cryoturbation, déplacement superficiel de matière lié à l'action du gel/dégel affectant les matériaux non-consolidés et dont la granulométrie peut être variable. Les exemples type de modelés générés par cryoturbation sont les sols polygonaux.

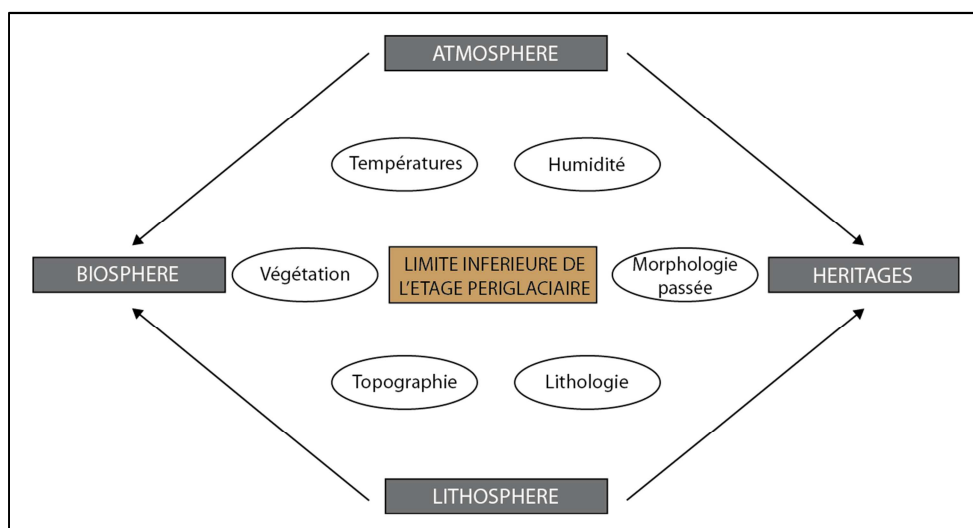


Figure 2 : Facteurs agissant sur la limite inférieure du milieu périglaciaire (modifiée d'après Feuillet & Sellier 2008).

Ces processus fortement associés au gel et à l'eau dans le sol créent de nombreuses formes géomorphologiques qui façonnent les versants périglaciaires de montagne. Thierry Feuillet (2010) dans sa thèse propose une synthèse des formes associées au milieu périglaciaire. Il les regroupe dans les ensembles suivants⁵ :

- les formes de solifluxion, incluant loupes, terrassettes et blocs laboureurs ou freineurs,
- les formes structurées, qui sont des formes plus ou moins géométriques se développant dans des régolites soumises au gel (Washburn 1956 ; Washburn 1979 cités par Feuillet 2010),
- les formes nivales, on peut citer par exemple les dallages nivaux ou les blocs plongeants,
- les formes associées au processus de gélifraction (ou gélivation),
- les formes associées au pergélisol de montagne comme les glaciers rocheux ou les éboulis fluants.

C'est en effet au sein du milieu périglaciaire que peut s'établir le pergélisol, qui peut lui-même donner naissance à des formes fluantes telles que les glaciers rocheux. Ces modèles géomorphologiques étant nos objets d'études principaux.

⁵ Ces formes étant pour la plupart secondaires dans ce travail, nous ne détaillons pas ici les processus exacts liés à ces formes. En revanche, le lecteur pourra se référer à la thèse de Thierry Feuillet, évoquée dans ce paragraphe, qui a proposé un état de l'art complet sur ces formes périglaciaires.

2.1.2 Pergélisol : définitions, facteurs de contrôle et catégorisations

Au sens commun, le mot pergélisol désigne les sols gelés en permanence. Il fut défini pour la première fois comme : « la portion de sol dont la température reste égale ou inférieure à 0°C pendant au minimum deux années consécutives » (Muller 1947). Cette définition exprime clairement la condition purement thermique du pergélisol. Bien qu'ayant plus de soixante ans cette définition reste valable aujourd'hui. Néanmoins, quelques précisions peuvent être apportées.

En 2011, Dobinski a proposé une synthèse sur le sens et l'utilisation du mot « permafrost » dans la littérature internationale ces dernières décennies (Dobinski 2011). Il y précise deux points permettant de mieux appréhender ce qu'est le permafrost dans sa définition actuelle, à savoir : i) le caractère purement thermique du permafrost n'induit pas nécessairement la présence d'eau (de glace) et peut faire référence au gel affectant la roche, on parle alors de permafrost sec ; ii) si l'eau est présente, elle peut être solide ou liquide. En effet, à 0°C l'eau n'est pas nécessairement solide ou liquide mais peut-être partiellement dans un état ou dans l'autre. De plus, dans certain cas particulier, il est possible que l'eau soit à l'état liquide alors que sa température est inférieure à 0°C (salinité de l'eau ou forte pression).

Pour ce qui est de l'étude du pergélisol de montagne, R. Delaloye, en 2004, précisait déjà l'importance de bien prendre en compte les cas où la température du sol est constamment égale à 0°C (Delaloye 2004). Cela est fondamental dans l'étude de la dégradation du pergélisol face aux variations climatiques. En effet, cette configuration thermique se retrouve, entre autres, au niveau de la limite supérieure d'une couche de pergélisol (le toit du pergélisol, voir section 2-1-3). Ces zones tampons particulières sont les plus soumises aux variations de température induites par les variations climatiques.

En France métropolitaine, les seules zones géographiques où s'étendent ce type de sol sont les Alpes et les Pyrénées. Dans les Alpes, il est communément admis que le permafrost peut apparaître de manière discontinue à partir de 2200 m. Cependant, dans certains contextes particuliers, il est également possible de le rencontrer de manière sporadique dans des zones en-dessous de 2000m d'altitude bien en-deçà de la limite supérieure des forêts (Delaloye 2004).

Les facteurs contrôlant la présence de permafrost sont multiscalaires, on peut les regrouper en trois principales catégories (Gruber 2005 ; Lambiel 2006) :

- l'échelle régionale, mettant en jeu les facteurs climatiques, tels que la Température Moyenne Annuelle de l'Air (TMAA⁶), les précipitations ou le flux radiatif solaire. Tous ces facteurs dont dépend le pergélisol sont eux-mêmes dépendants de la circulation atmosphérique, du relief ou des climats régionaux spécifiques ;
- l'échelle locale qui va influencer la répartition de la végétation, le sens du vent, l'orientation des versants ou la distribution de la neige sur les massifs. On peut qualifier ce niveau d'échelle topographique. Tous ces éléments vont influencer la température du sol et par conséquent la présence de pergélisol ;
- et enfin, l'échelle de l'objet (du sol), tenant compte de la granulométrie des roches sédimentaires, de la rugosité, de la couleur et de la porosité du terrain. Le manteau neigeux rentre également en compte avec les transferts d'énergies souvent complexes qui s'y opèrent.

La figure 3 présente un schéma tiré de la thèse de Christophe Lambiel (2006) résumant ce jeu d'échelles influençant le pergélisol.

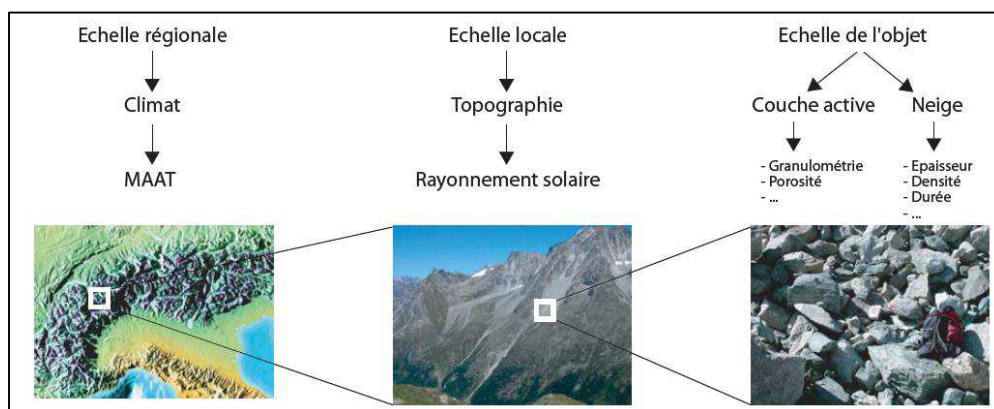


Figure 3: Les différentes échelles de contrôle du pergélisol (tirée de Lambiel 2006).

Il existe plusieurs façons de catégoriser le pergélisol, spatialement, il peut être qualifié de continu, discontinu ou sporadique selon les conditions climatiques et topographiques qui l'influencent (Harris 1988). Ces qualificatifs sont bien adaptés au pergélisol des hautes latitudes qui s'étend sur de vastes zones mais moins au pergélisol Alpin dont la distribution est plus verticale qu'horizontale. Comme nous l'avons vu, Reynald Delaloye en 2004 note l'importance des températures proches de 0°C pour

⁶ MAAT en anglais pour Mean Annual Air Temperature.

l'étude de la dégradation du pergélisol de montagne. Ainsi, il propose une classification thermique en trois catégories :

- le pergélisol froid dont la Température Moyenne Annuelle du Pergélisol (TMAP⁷) est inférieure à 0°C,
- le pergélisol tempéré dont la TMAP est égale à 0°C,
- le pergélisol semi-tempéré dont la TMAP se situe entre 0°C et -0,5°C.

Bien que la glace ait une place centrale dans les phénomènes de fluage qui seront au cœur de ce travail, il est important de noter que celle-ci n'est pas nécessaire à la présence de pergélisol. La glace dans le pergélisol est liée à l'existence de fractures, d'espaces interstitiels ou à la porosité des substrats (sol ou roche) dans lesquels l'eau pourra s'infiltrer puis geler au contact de matériaux dont la température est négative.

2.1.3 Structure et profil thermique d'un corps de pergélisol

Le bilan énergétique de l'écorce terrestre est formé de deux composantes majeures. Les échanges thermiques à l'interface air/sol, qui ont des variabilités diurnes, saisonnières mais aussi pluriannuelles dictées par les changements climatiques, et le flux de chaleur géothermique qui lui reste relativement constant à 0,05 W.m⁻² en moyenne (par exemple Bodin 2007). Pour ce qui concerne le sol, cette configuration d'échange énergétique donne lieu dans le sous-sol à un décalage thermique caractéristique : plus on se situe en profondeur, plus le temps de latence entre la température de l'air et son effet dans le sol sera long (conductivité thermique). Ce décalage est explicité sur la figure 4 dans le cas d'un contexte idéal et simplifié de transfert de chaleur. Sur cette même figure, on observe également que l'amplitude thermique est corrélée à la profondeur (Carslaw & Jaeger 1959). A 20 mètres de profondeur la variation de température est presque nulle au cours du temps. Des éléments extérieurs à l'échelle plus localisée peuvent influencer ce décalage thermique comme par exemple l'épaisseur et la durée de l'enneigement.

⁷ MAPT en anglais pour Mean Annual Permafrost Temperature.

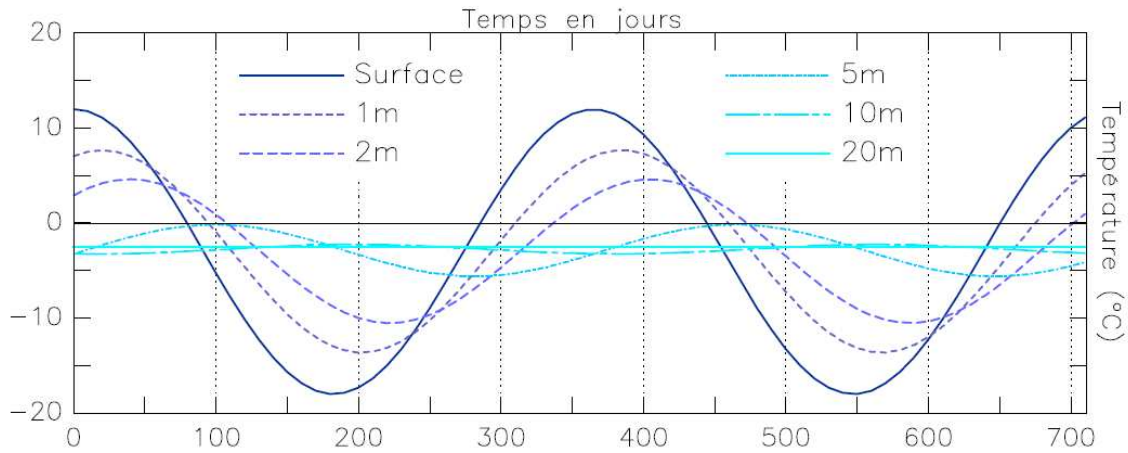


Figure 4 : Evolution théorique de la température dans le sol à différentes profondeurs en fonction du temps, en jours (Bodin 2007).

La structure d'un corps de pergélisol est classiquement représentée dans un schéma stratigraphique accompagné d'un profil thermique théorique surnommé «courbe en trompette» (figure 5). Il est composé de trois couches qui sont :

- la couche active, portion supérieure du sol soumise au phénomène de gel/dégel saisonnier, et dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres selon le type de substrat et la température de l'air. A la base de la couche active se situe le toit du pergélisol qui représente la discontinuité entre la couche active et le pergélisol proprement dit. Il marque la limite à partir de laquelle la température est continuellement égale ou inférieure à 0°C ;
- le corps du pergélisol, dont l'épaisseur peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres en fonction des propriétés du terrain et des flux de chaleur interne et externe. L'Amplitude Annuelle Zero (AAZ⁸) représente la profondeur à partir de laquelle les variations thermiques saisonnières sont à peine perceptibles (fluctuations annuelles ne dépassant pas 0,1°C (Stocker-Mittaz 2002). En deçà de l'AAZ, le bilan thermique est plus influencé par le flux de chaleur géothermique que par celui de l'atmosphère. En conséquence la température remonte graduellement pour atteindre 0°C, isotherme indiquant alors la base du pergélisol ;
- à partir de la base du pergélisol se trouvent les terrains non gelés, dont la température est continuellement positive en raison du flux de chaleur géothermique.

⁸ ZAA pour Zero Annual Amplitude.

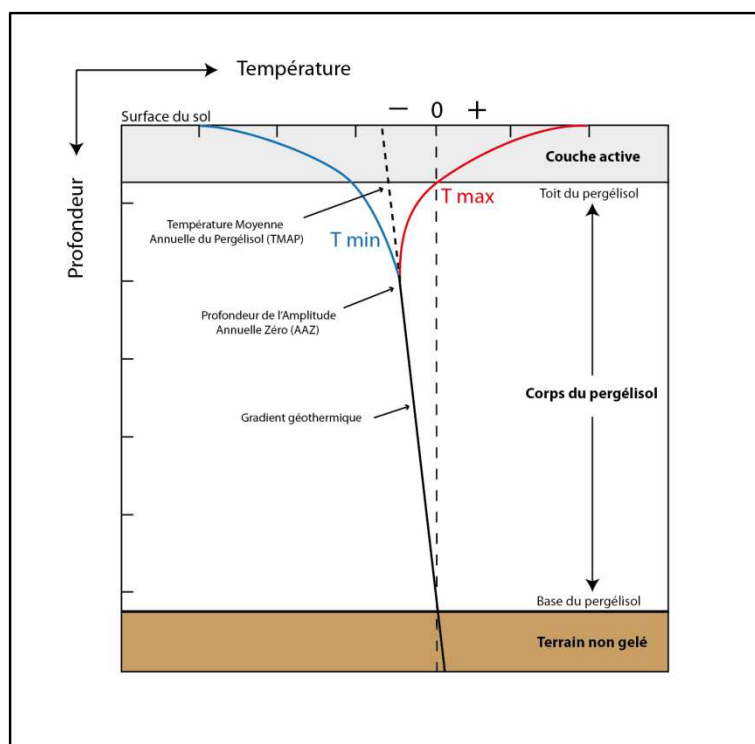


Figure 5 : Structure et profil thermique théorique d'un corps de pergélisol (graphique communément utilisé, nous avons ici adapté celui de Ravanel (2010)).

2.2 Une forme d'étude principale : le glacier rocheux

Le pergélisol de montagne étant un phénomène purement thermique, celui-ci n'est pas directement visible dans le paysage. Cependant, certaines formes géomorphologiques permettent d'attester de sa présence. Dans des formations superficielles dont les versants sont peu inclinés (généralement $< 35^\circ - 40^\circ$), le pergélisol peut se mettre à fluer dans le sens de plus grande pente⁹ donnant naissance à des formes géomorphologiques typiques que sont les glaciers rocheux.

2.2.1 Définitions

Les glaciers rocheux (actifs) sont des ensembles de débris rocheux situés en zone de pergélisol dont les espaces interstitiels de sub-surface sont majoritairement remplis par de la glace voire sursaturés¹⁰ en glace. Si ce mélange de débris et de glace se situe sur un versant suffisamment incliné, la masse sera alors animée par un phénomène de fluage. Dans sa thèse en 2004, Reynald Delaloye propose une synthèse de définitions trouvées dans la littérature scientifique. Il définit ainsi les glaciers rocheux comme :

⁹ Sous réserve de la combinaison de plusieurs facteurs qui seront développés dans la suite du chapitre.

¹⁰ Il y a sursaturation lorsque le volume de glace est supérieur au volume des interstices.

« l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace [qui] peuvent refléter le spectre complet des formes créées par un flux cohésif » (d'après Haeberli 1985 ; Barsch 1996 ; Haeberli 1998 ; Delaloye 2004).

Ces déformations et ce fluage se traduisent par la présence de zones d'extensions et de compressions qui créent des modelés caractéristiques sur la morphologie de surface des glaciers rocheux tels que les sillons ou les bourrelets dont les formes arquées informent sur le sens de fluage (figure 6). Dans le paysage, ces caractéristiques leur donnent souvent une allure qualifiée par de nombreux auteurs de « coulée de lave » (voir par exemple Wahrhaftig & Cox 1959 ; Assier 1996 ; Barsch 1996 ; Haeberli 2000). Les matériaux qui forment les glaciers rocheux ont deux origines différentes (Barsch 1996) :

- soit ils proviennent directement de parois rocheuses ou d'éboulis situés en amont (eux-mêmes alimentés par les parois en amont), on parle alors de « talus rock glacier »,
- soit de complexes morainiques remaniés, on parle dans ce cas-là de « debris rock glacier ».

Il existe une terminologie associée aux glaciers rocheux qui permet de caractériser les marqueurs géomorphologiques qui les composent. On parle par exemple du front du glacier rocheux pour définir sa partie terminale aval, plus ou moins raide selon la fraîcheur de la forme (voir plus loin section 2.2.2) ; de la racine du glacier rocheux, localisée dans sa partie amont et dont la limite est souvent peu évidente à définir car comprise entre les premières traces visibles de fluage et la zone d'apport en matériaux du glacier rocheux. On parle également de sillons, de bourrelets et parfois de rides, comme évoqués précédemment, pour caractériser les formes créées par le phénomène de fluage. Il est également possible de trouver des lacs thermokarstiques à la surface des glaciers rocheux quand la glace contenue dans le pergélisol fond et que les conditions topographiques et géomorphologiques empêchent l'eau de s'infiltrer dans le sol (figure 6).

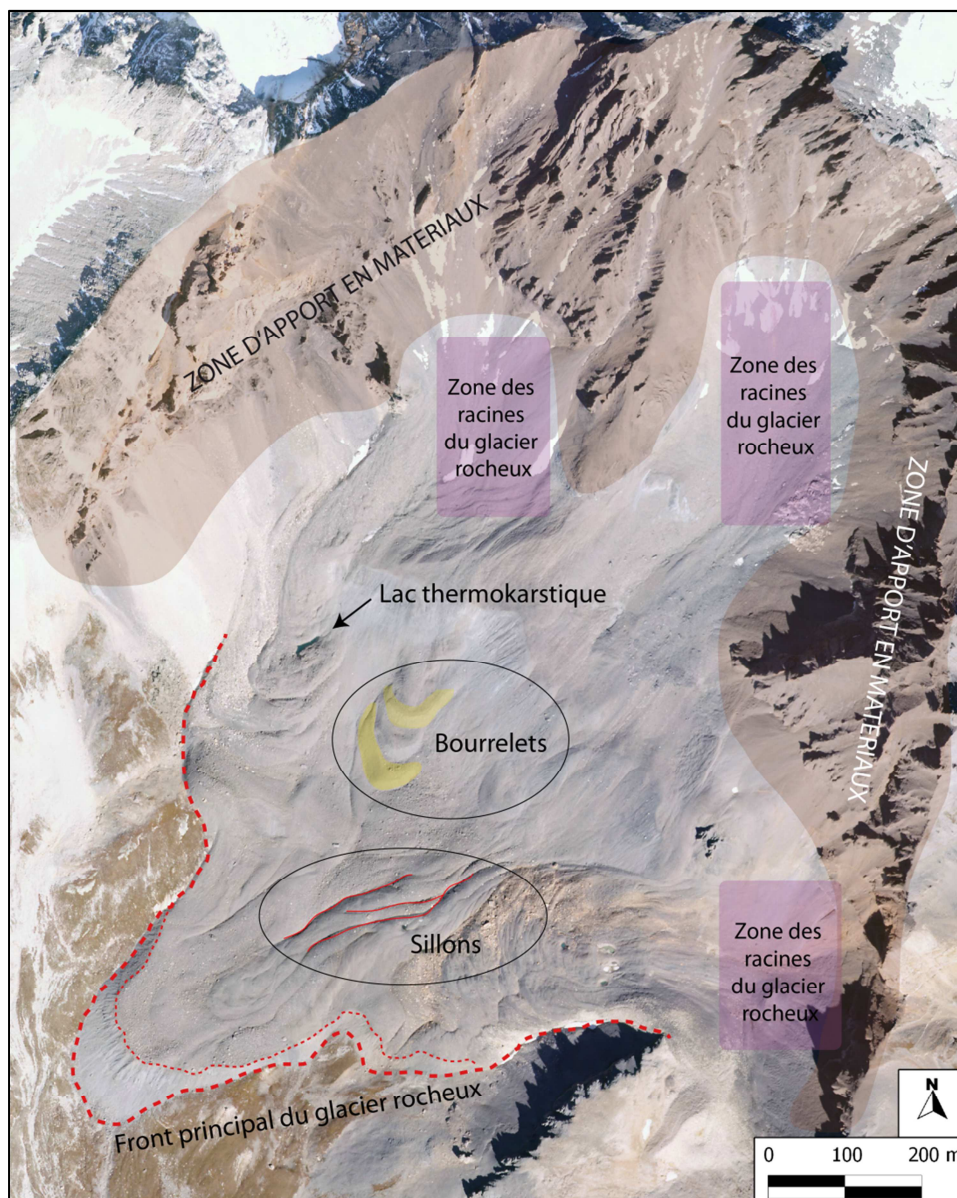


Figure 6 : Illustration de la morphologie de surface d'un glacier rocheux (glacier rocheux de la Fournache, massif de la Vanoise, ortho-image IGN de 2006). Les traits-tillés épais représentent le bas du front principal et les fins le haut du front principal identifiable d'après l'image.

La glace contenue dans les glaciers rocheux a deux origines : la glace de sédimentation, et la glace de congélation (Haeberli & Vonder Mühll 1996). La glace de sédimentation est issue d'un processus de névéification, transformation de la couche de neige en glace par compaction de celle-ci. Les glaciers sont essentiellement formés par ce type de glace et on la trouve peu dans des corps de pergélisol. La glace de congélation quant à elle, se forme par regel de l'eau liquide, principalement à la base de la couche active lors de la fonte printanière du manteau neigeux. Au contact d'un sol inférieur ou égal à 0°C l'eau est amenée à regeler créant ainsi des plaques de glace de congélation sur et/ou dans le sol dont l'enfouissement est ensuite progressif (Delaloye

2004). Cependant, au sein de la communauté scientifique, la provenance de la glace contenue dans les glaciers rocheux est une question sujette à débat. Depuis les années 60, deux « écoles » débattent autour du sujet¹¹ :

- l'école périglacialiste qui pense que la glace est issue de processus périglaciaire sous la forme de glace intersticielles, de veines ou de lentilles de glace (voir par exemple Haeberli *et al.* 1988 ou Barsch 1992) ;
- et l'école glacialiste qui pense que la glace des glaciers rocheux est principalement issue de l'enfouissement et de la déformation de glace de glacier mais qui reconnaît également l'existence des glaciers rocheux d'origine périglaciaire (voir par exemple Whalley & Martin 1992 ou Potter *et al.* 1998).

2.2.2 Classifications

La classification utilisée dans ce travail

Les glaciers rocheux ne contiennent pas tous de la glace, ne présentent pas tous des mouvements et peuvent avoir des formes et des granulométries variables. C'est pourquoi différents types de formes sont distingués, en termes d'activité¹², d'origine de la glace ou de formes géométriques. Dans ce travail, nous nous intéressons au déplacement des glaciers rocheux et nous avons par conséquent choisi d'utiliser une classification qui en fait état : la classification par activité. Elle est utilisée par de nombreux auteurs (voir par exemple Haeberli 1985 ; Ikeda & Matsuoka 2002 ; Delaloye 2004 ; Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010) et semble s'imposer depuis dix ans, dans les Alpes, pour catégoriser les glaciers rocheux (Lambiel 2006 ; Bodin 2007 ; Krysiecki 2008 ; Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). Cette classification par activité comporte quatre types de glaciers rocheux prenant en compte principalement le critère de déplacement :

- les glaciers rocheux « actifs », contiennent de la glace et sont affectés par des mouvements allant de 0,1 à 2 mètres par an (Delaloye 2004). La forme est composée d'une couche active et d'un corps de pergélisol ;
- les glaciers rocheux déstabilisés sont des glaciers rocheux actifs ayant connu au cours de ces dernières années ou décennies une évolution rapide et une forte augmentation de leur vitesse moyenne (> 2 m/an) (Roer *et al.* 2008) ;

¹¹ La thèse de Sébastien Monnier en 2006 propose un historique complet et très documenté sur la question des débats entre écoles glacialiste et périglacialiste. Le lecteur pourra s'y reporter pour une bibliographie plus complète sur le sujet.

¹² Ce terme est employé pour parler des mouvements et des déformations des glaciers rocheux.

- les glaciers rocheux « inactifs », contiennent encore de la glace mais ne présentent plus de mouvements (ou très peu). Cela peut être dû à la fonte partielle de la glace interne (facteur climatique) ou à une configuration topographique ou géomorphologique ne permettant plus au glacier rocheux de se déformer comme une pente trop faible ou un apport en matériau/glace insuffisant (facteur dynamique) (Delaloye 2004). Ces formes présentent un corps de pergélisol moins prépondérant que dans les glaciers rocheux actifs ;
- les glaciers rocheux « fossiles » ou « reliques », ne contiennent plus de glace et ne se déforment plus. Aucun corps de pergélisol n'est inclus dans ces formes, les matériaux qui les constituent sont simplement soumis à un gel saisonnier qui peut être profond.

Morphologiquement, les glaciers rocheux ont souvent des caractéristiques distinctives selon l'activité de la forme. Les glaciers rocheux actifs présentent un front raide, très peu ou pas de végétation sur leur surface et des indices de déplacement comme des sillons et des bourrelets marqués (voir figure 6 ; section 2.2.1) ainsi que des blocs instables. A cela on peut ajouter des zones de crevasses ouvertes pour caractériser les glaciers rocheux déstabilisés. Les glaciers rocheux inactifs, ont un front moins raide que les précédents, une végétation limitée mais existante et une surface plus stable ne montrant pas de signe particulier de mouvement. Enfin, le front des glaciers rocheux fossiles est peu raide, la végétation y est très souvent marquée (herbes basses, arbustes) et les dépôts détritiques très stables. Il faut cependant être prudent quant à ces caractéristiques qui sont certes souvent observées sur le terrain mais pas systématiquement. En effet, en contre-exemple on peut citer certains glaciers rocheux qui sont localisés dans des zones où la lithologie induit des matériaux détritiques fins dans lesquels les sillons et bourrelets caractéristiques des formes actives sont souvent moins francs (Ikeda & Matsuoka 2006 ; Krysiecki 2009).

Les figures 7 et 8 (page suivante) illustrent la classification par activité évoquée précédemment au travers d'un schéma de la structure interne théorique des glaciers rocheux et d'une illustration sur ortho-images de ce à quoi peut ressembler la morphologie de surface de chacun des quatre types de glaciers rocheux.

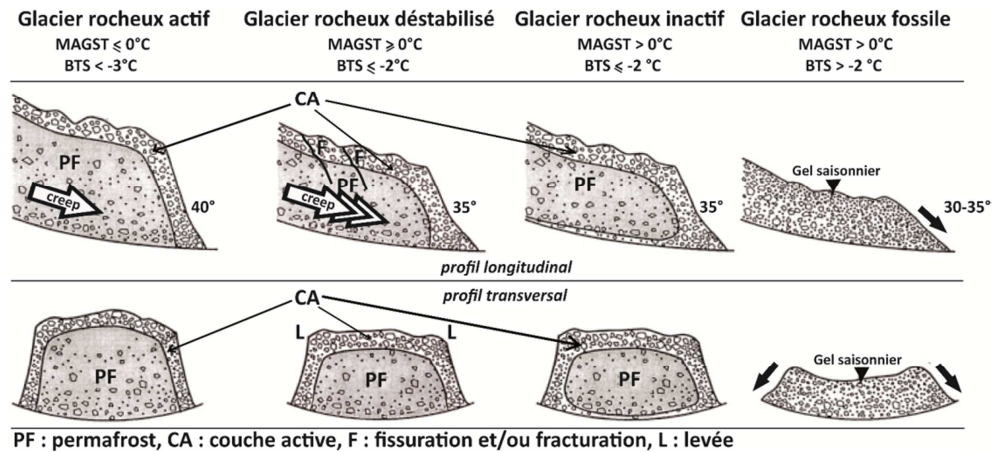


Figure 7 : Coupe en long et en large de glaciers rocheux actifs, déstabilisés, inactifs et fossile.
Tirée de Krysiecki (en cours) modifiée d'après Ikeda & Matsuoka (2002).

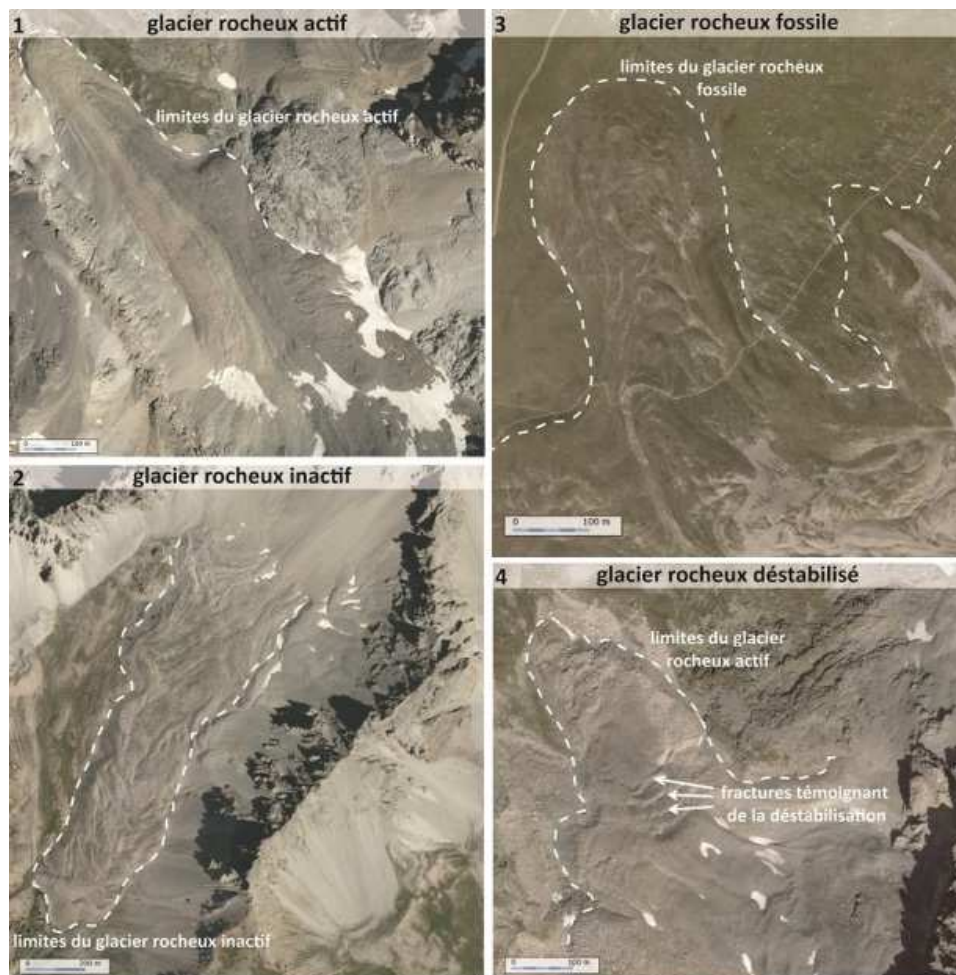


Figure 8 : Ortho-images présentant un exemple des 4 types de glaciers rocheux : (1) versant nord-ouest du pic de Panestrel, Queyras ; (2) Casse des Clausins, Queyras ; (3) versant nord-ouest de la pointe de Lanserlia, Vanoise ; versant nord-ouest des pointes de Pierre Brune, Vanoise. Tiré de Echelard & Krysiecki 2012.

Autres classifications

La distinction entre glaciers rocheux actifs et inactifs ou encore inactifs et fossiles étant parfois peu évidente sans données de mouvements et/ou de données attestant de la présence ou non de glace interne, Barsch en 1996 a proposé une classification basée sur la morphologie, faisant état de « intact rockglaciers » et « relict rockglaciers ». Cette classification est basée sur des aspects plus visuels des glaciers rocheux et permet ainsi de ne pas présumer de l'activité des glaciers rocheux. Les « intact rockglaciers » ont un front raide marqué et peu ou pas de végétation, ils sont l'équivalent des glaciers rocheux actifs, inactifs et déstabilisés. Les « relict rockglaciers » ont des morphologies de surface plus déprimées que les précédents et la végétation y est plus présente, ils sont l'équivalent des glaciers rocheux fossiles. Cette classification fut reprise par la suite par certains auteurs comme Monnier (2004), qui a distingué les glaciers rocheux frais et dégradé, équivalent de « intact » et « relict », et par Brenning (2005).

Une classification purement géométrique existe également pour distinguer les différents glaciers rocheux (Barsch 1996). Celle-ci reprend très largement les noms utilisés pour qualifier la géométrie des glaciers. On trouve les glaciers rocheux en lobes (plus larges que longs), en langues (plus longs que larges) et en spatules. Cependant, cette classification est théorique et sur le terrain il est parfois délicat d'identifier clairement la forme d'un glacier rocheux selon les critères évoqués ci-dessus.

2.2.3 Mouvements de surface

D'après le modèle d'Haeberli *et al.* en 1998 le fluage des glaciers rocheux à granulométrie grossière s'effectue selon un processus appelé effet « tapis roulant » ou effet « chenilles » : les blocs proches de la surface sont déposés par fluage puis éboulement au front du glacier rocheux puis, par la suite ceux-ci sont recouverts par de nouveaux blocs provenant des matériaux détritiques en amont qui composent la nouvelle couche de surface du glacier rocheux et ainsi de suite. Comme l'indique le nom du processus, ce fluage s'effectuerait comme sur un tapis roulant continuellement alimenté en matériaux à l'amont (dans le cas d'un glacier rocheux actif). Kääb et Reichmuth en 2005, qui s'inspirent du modèle d'Haeberli *et al.*, estiment que ce processus de tapis roulant est dépendant de plusieurs facteurs qui sont (Kääb & Reichmuth 2005) :

- la variation de la vitesse horizontale au sein de l'épaisseur du glacier rocheux ;
- la modification de la sursaturation en glace dans les glaciers rocheux par les processus gel/dégel ;

- l'air contenu dans le glacier rocheux ;
- l'érosion des matériaux (bien que cette quantité soit limitée sur le court terme) ou la disparition de matériaux (dans le cas d'un glacier rocheux dont le front se situe juste au-dessus d'une paroi rocheuse ou d'un versant raide par exemple).

En Suisse, des données provenant de forages dans des glaciers rocheux ont montré que le fluage horizontal de ces derniers s'effectuait principalement dans des zones de cisaillement d'épaisseur variable proche de la base (Haeberli 1998 ; Arenson *et al.* 2002). Ils ont également observé que 59% à 95% de la déformation totale se produisait dans ces zones de cisaillement localisées entre 15 m et 30 m de profondeur selon les cas (figure 9). Ikeda et Matsuoka (2006) montrent que le processus de fluage diffère quelque peu pour les glaciers rocheux à granulométrie fine. Ils estiment que la finesse des matériaux qui les composent et le caractère généralement plus arrondi de leur front rappelleraient des déplacements par solifluxion (Ikeda & Matsuoka, 2006).

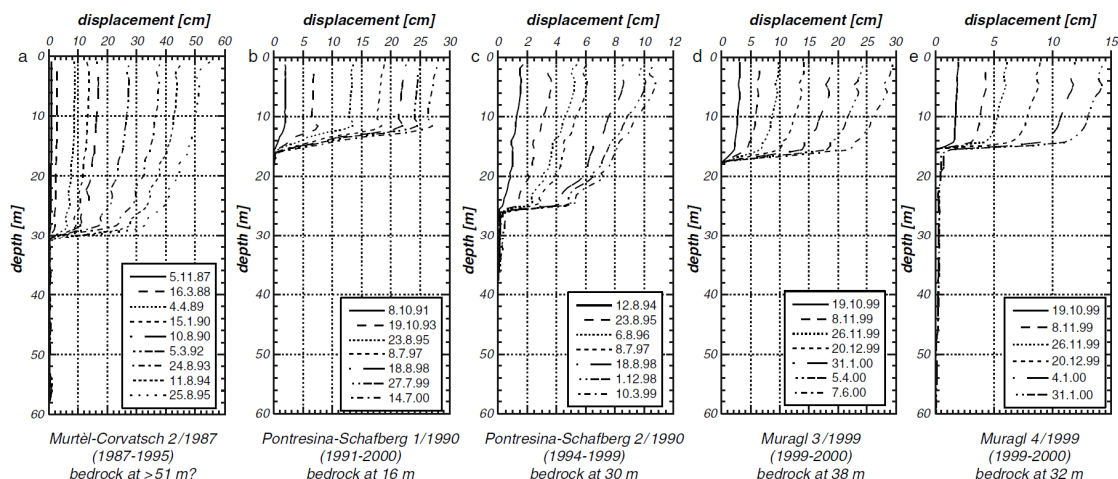


Figure 9 : Mesures dans forages de la déformations horizontales de glaciers rocheux par inclinométrie (tiré de Arenson *et al.* 2002).

2.2.4 Les glaciers rocheux déstabilisés

La catégorie des glaciers rocheux déstabilisés est apparue récemment dans la typologie décrite précédemment. L'intérêt grandissant de la science concernant les glaciers rocheux combiné à des avancées technologiques en matière de mesures de surface¹³ ont très largement contribué à cela. En effet, la vitesse de surface de nombreux glaciers rocheux a alors été régulièrement mesurée et a permis de découvrir certaines formes présentant des vitesses et des caractéristiques morphologiques différentes de celles souvent décrites dans la littérature ou encore de détecter une accélération de certains glaciers rocheux.

En 2008, Roer *et al.* ont proposé une première synthèse des observations faites à l'échelle de l'arc Alpin (Roer *et al.* 2008). Ils considèrent que la déstabilisation d'un glacier rocheux actif est indiquée par des changements importants de vitesse, de géométrie et de topographie. Souvent, on observe l'apparition de crevasses sur le glacier rocheux créant une accélération de la partie se situant à l'aval de la zone de rupture (figure 10) mais les mécanismes qui engendrent cette déstabilisation sont encore mal connus (figure 11). Les glaciers rocheux déstabilisés sont considérés comme des glaciers rocheux actifs ayant connu au cours de ces dernières années ou décennies une évolution rapide et une forte augmentation de leur vitesse moyenne (> 2 m/an et jusqu'à plusieurs dizaines de mètres par an pour les cas exceptionnels (Delaloye *et al.* 2012)).

De nombreux glaciers rocheux déstabilisés ont été recensés ces dernières années. Toujours d'après Roer *et al.* (2008), les premières observations de ce type de dynamiques ont été faites en Autriche sur les glaciers rocheux de Äusseres Hohenbenkar et Hinteres Langtarkar (Kaufmann & Ladstädter 2003). Par la suite, d'autres cas ont été détectés dans les Alpes suisses (on trouvera une synthèse dans Delaloye *et al.* 2012), un cas dans les Alpes françaises (Krysiecki 2009) ou encore dans les Andes chiliennes (Bodin *et al.* 2012). Nous verrons que les travaux menés durant cette thèse ont permis de détecter un deuxième cas dans les Alpes françaises.

¹³ Plusieurs méthodes permettent actuellement d'obtenir des données de déplacement de précision centimétriques, elles seront présentées dans le chapitre suivant (chapitre 3).

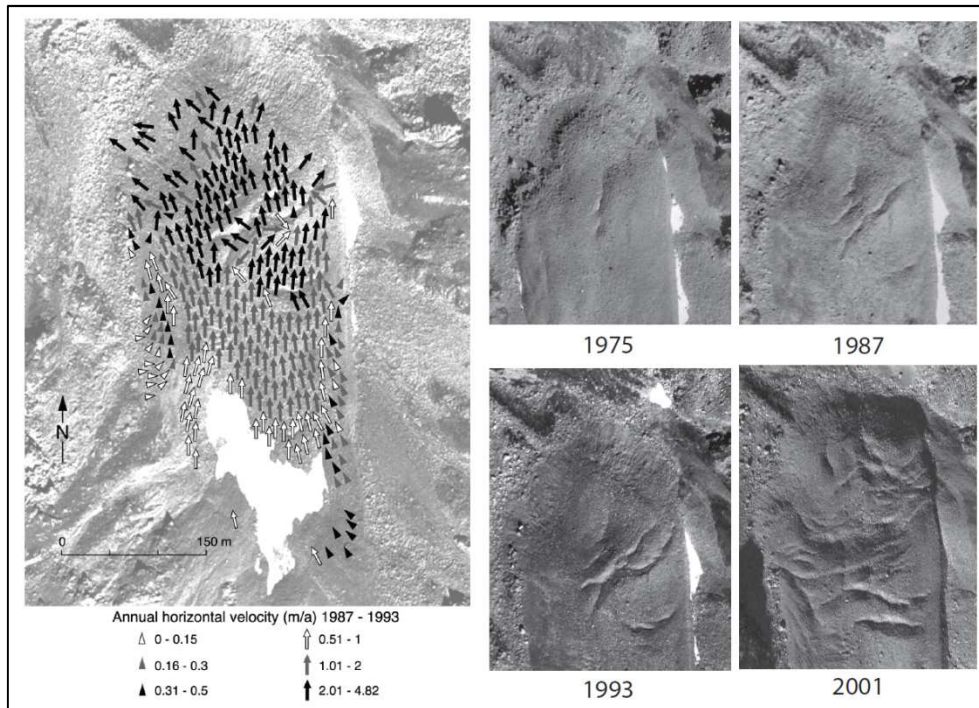


Figure 10 : Effondrement de la langue et développement de crevasses entre 1975 et 2001 sur le glacier rocheux Grueo1 (Valais, Suisse). Les crevasses ont commencé à se former sur la rive droite. Entre 1993 et 2001, le mouvement de crue s'est étendu à tout le glacier rocheux. Entre 1975 et 2001, le glacier rocheux a avancé d'environ 60 m (~2,3 m par an) (tirée de Roer *et al.* 2008).

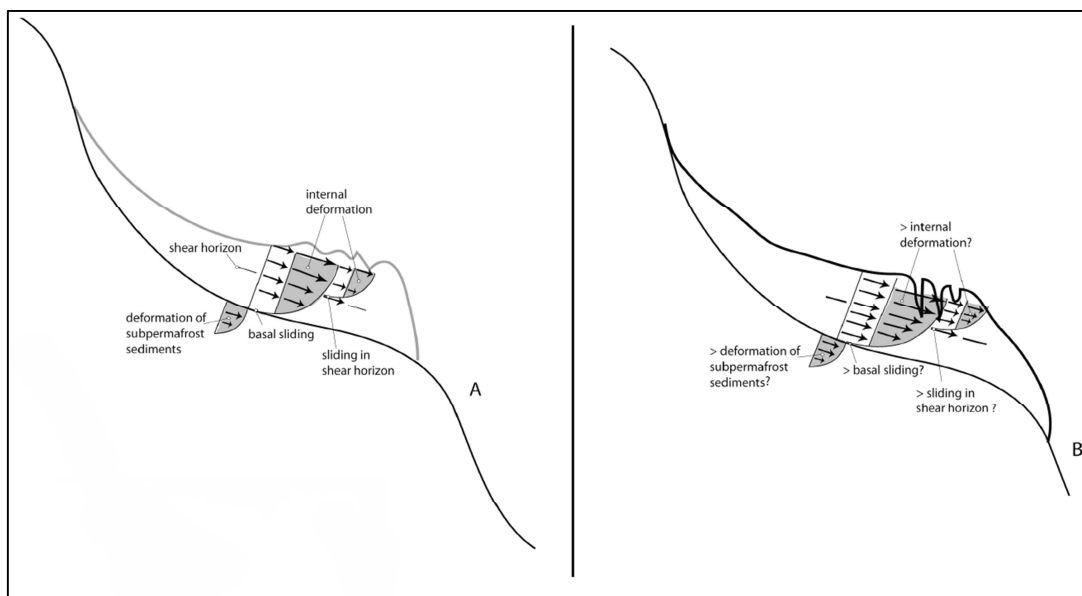


Figure 11 : Coupes longitudinales hypothétiques d'un glacier rocheux actif typique (A) et d'un glacier rocheux déstabilisés avec formation de crevasses (B) sur lesquelles sont apposés les processus potentiellement mis en œuvre lors de la déstabilisation d'un glacier rocheux. On constate qu'aucun des processus ne semble privilégié pour expliquer la déstabilisation de la partie terminale du glacier rocheux (tirée de Roer *et al.* 2008).

Chapitre 3 - Mesurer le déplacement de surface des glaciers rocheux

Comme vu dans le chapitre précédent, l'intérêt grandissant de la science concernant les glaciers rocheux combiné à des avancées technologiques en matière de mesures de surface a très largement contribué à améliorer les connaissances sur les mouvements de surface des glaciers rocheux. Ce travail de thèse étant basé sur l'utilisation de l'une d'entre elles, l'InSAR, il semble important, sans pour autant entrer dans trop de détails, de faire un point sur les différentes méthodes utilisées dans la littérature concernant ce thème.

Les deux variables importantes pour les mesures sont i) l'échelle spatiale de la mesure (mesures ponctuelles ou fortement spatialisées) et ii) les intervalles de temps possible entre deux séries de mesures. Selon les cas, on préférera des mesures spatialement limitées mais avec un intervalle de mesure court ou l'inverse. L'objectif de ce chapitre est de proposer une synthèse de ces différentes méthodes de mesure de déplacement, de définir leurs types d'utilisation et d'évaluer les avantages et les inconvénients de chacune.

3.1 Présentation succincte des méthodes de mesure

3.1.1 Les méthodes utilisant le positionnement par satellites

Les méthodes de mesure utilisant le positionnement par satellites sont basées sur la localisation via des signaux émis par une constellation de satellites. En mesurant le temps de parcours de l'onde émise par le satellite pour atteindre le récepteur et cela avec plusieurs satellites, il est possible par trilatération de calculer les coordonnées dans les trois dimensions du récepteur positionné à la surface du globe. En comparant les coordonnées obtenues pour un même point à des dates différentes, il est possible de quantifier un déplacement potentiellement survenu entre les deux dates. A l'heure actuelle, le réseau le plus utilisé est celui créé depuis 1978 par les Etats-Unis, le GPS (Global Positioning System)¹⁴. Il est constitué d'un ensemble de satellites (30 à l'heure actuelle), sur des orbites quasi circulaires et évoluant à des altitudes comprises entre 20 000 km et 20 500 km, permettant d'obtenir, si l'on possède un récepteur GPS « classique », sa position à n'importe quel point du globe avec une précision de quelques mètres à l'horizontale et de quelques dizaines de mètres globalement (X, Y, Z). La précision obtenue lors de la mesure est dépendante du nombre de satellites captés par le récepteur, des caractéristiques du terrain (couvert forestier dense ou

¹⁴ Le GPS est le plus répandu mais d'autres pays ont depuis créé ou sont en train de créer leur propre constellation pour le positionnement. On peut citer les constellations de satellites GLONASS (Russie), BEIDOU (Chine) ou encore celles en cours de création comme l'IRNSS (Inde) ou GALILEO (Union Européenne).

prairie ouverte), de la synchronisation entre les horloges internes des satellites et des récepteurs ou encore des erreurs liées à la diffusion des ondes dans l'atmosphère. Pour l'étude du déplacement des glaciers rocheux, qui ont généralement des déplacements allant de quelques décimètres à quelques mètres par an, la précision de ces mesures n'est pas suffisante et des évolutions dérivées du positionnement par satellites sont utilisées pour atteindre une précision suffisante (centimétrique).

Le GPS différentiel

La méthode du GPS différentiel, couramment abrégé DGPS¹⁵, consiste à corriger les erreurs enregistrées par le récepteur GPS liées aux facteurs évoqués dans le paragraphe précédent. Pour ce faire, une mesure de référence (une base) est installée sur le site sur un point fixe et enregistre les données continûment durant chaque campagne de mesures (figure 12 ; B). Sachant que le point est fixe, les erreurs peuvent être décelées durant l'enregistrement et supprimées des positionnements enregistrés par les récepteurs mobiles (figure 12 ; A) après un post traitement informatique. Les déplacements obtenus par les mesures au DGPS ont une précision pouvant être inférieure au centimètre dans des conditions optimales. Dans la pratique, la précision se situe souvent entre 2 et 4 centimètres (Krysiecki comm. pers.). Cependant, en utilisant cette méthode, le temps de mesure par point sur le terrain s'échelonne entre 5 et 15 minutes selon le nombre de satellites visibles et le post traitement nécessite plusieurs heures à une journée de travail selon le nombre de points de mesures à traiter.

Le GPS RTK (Real Time kinematic ou cinématique temps réel)

Le développement de la méthode GPS Real Time Kinematics s'est fondé sensiblement sur les mêmes principes que le DGPS mais permet une correction des erreurs en temps réel. Cela raccourci le temps de mesure pour chaque point à quelques secondes et supprime le temps de post traitement pour une précision semblable. Pour simplifier, les principales différences sont :

- l'analyse par le récepteur de la phase de l'onde porteuse du signal GPS pour la correction des erreurs, contrairement au DGPS qui analyse la phase du code (CETMF/DPMVN 2008),
- l'émission, par radio, des corrections en temps réel entre la base et le(s) mobile(s) (Lambiel & Delaloye 2004).

Il existe également une variante appelée GPS RTK « réseau » qui permet d'envoyer les corrections à effectuer directement au récepteur mobile depuis des stations de

¹⁵ Acronyme anglophone pour Differential Global Positionning System.

calculs informatiques privées (et très souvent payantes). Cela présente l'avantage de supprimer la base fixe et donc d'être plus « léger » pour les marches d'approches des sites. En revanche, la transmission des données de corrections entre les stations de calculs et les récepteurs GPS se fait via le réseau téléphonique mobile, ce qui est donc parfois limitant dans les vallons éloignés dans lesquels se situent certains sites de suivi.

Le GPS continu

Une autre manière d'utiliser la technologie de positionnement par satellites est de laisser un récepteur GPS fixe sur un point de mesure pendant une période définie contrairement aux méthodes évoquées précédemment qui acquièrent des mesures ponctuelles (figure 12 ; C). Cette méthode est souvent appelée GPS continu ou GPS permanent. L'enregistrement des données de positionnement en continu permet d'obtenir une précision millimétrique suite à un post traitement complet (Walpersdorf comm. Pers.) et donc un suivi très précis du déplacement du bloc mesuré. Il faut cependant que le matériel soit adapté à ce temps de mesures ininterrompu en termes d'autonomie de batterie et de robustesse du matériel face aux conditions climatiques rudes en haute montagne pour du matériel électronique. Cette méthode de mesure a été utilisée durant la thèse sur le glacier rocheux de Pierre Brune en Vanoise (voir section 8.3).

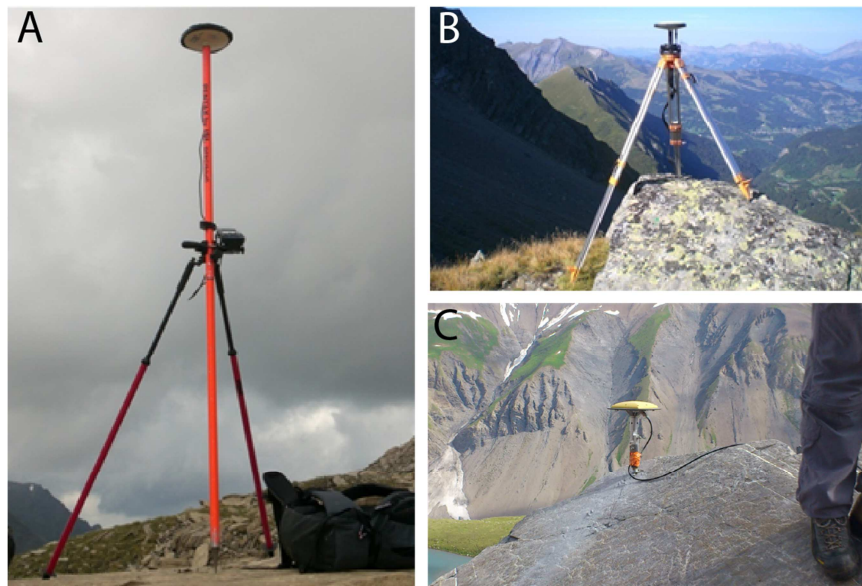


Figure 12 : Exemples d'installation utilisant des récepteurs de données satellitaires de positionnement. A : récepteur mobile connecté à son antenne ; B : base fixe positionnée sur un bloc fixe lors de mesures DGPS ; C : installation d'un GPS continu « spité » dans le bloc. Le câble noir connecte l'antenne au récepteur lui-même alimenté par batterie couplée à un panneau solaire. (Clichés : Echelard.)

La précision des méthodes utilisant le positionnement par satellites peut donc être suffisante pour mesurer les déplacements de surface de glaciers rocheux. En revanche, ces mesures ne sont représentatives que des points de mesures effectuées et délivrent des cartes aux figurés ponctuels et non surfaciques. Pour être suffisamment fiable, une interpolation entre les points de mesures nécessiterait un maillage très fin de mesures sur le glacier rocheux.

3.1.2 Le suivi géodésique terrestre

Pour mesurer le déplacement de blocs à la surface d'un glacier rocheux, les mesures topométriques (ou géodésiques) terrestres sont également utilisées. Les appareils les plus fréquemment utilisés sont des tachéomètres. Ce sont des théodolites enregistrant également les distances. A partir de points de références fixes, le tachéomètre (figure 13 ; A) va mesurer les angles et la distance qui le sépare d'un prisme réflecteur (figure 13 ; B) positionné à la verticale du point que l'on souhaite mesurer. Dans le cas d'un glacier rocheux on positionnera l'appareil de mesure sur un bloc de surface marqué et fixe et les points à mesurer seront indiqués par un goujon (figure 13 ; C) ou une marque fixe dans le bloc. Les différences de position d'un même point entre deux campagnes de terrain permettent d'évaluer le déplacement des blocs marqués. En termes de précision, certains appareils ont une précision centimétrique (verticale et horizontale) pour des distances allant jusqu'à 600m entre le point fixe et le point mesuré (Roer 2005). Comme pour les mesures de positionnement par satellites, elles ne sont représentatives que des points de mesure effectués et délivrent des cartes aux figurés ponctuels et non surfaciques.

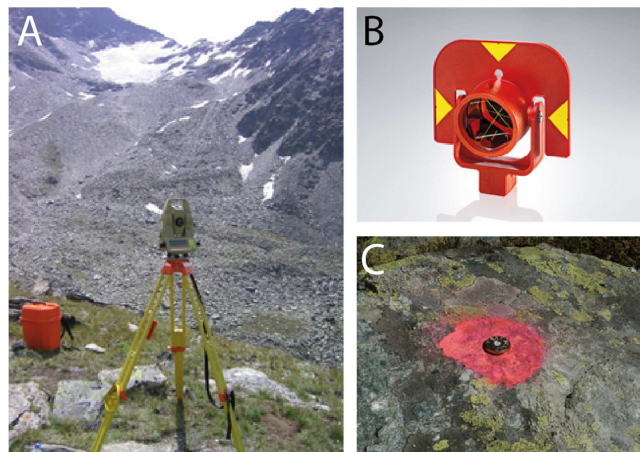


Figure 13 : Illustration du matériel utilisé pour l'acquisition de données de positionnement par tachéomètre. A : tachéomètre fixé sur un trépied face au glacier rocheux que l'on souhaite mesurer ; B : Tête d'un prisme réflecteur utilisé pour la visée sur les blocs à mesurer ; C : goujon fixé dans un bloc servant de repère pour les différentes campagnes de mesures. (Clichés : A et C, Roer 2005 ; B, Leica Geosystems).

3.1.3 La photogrammétrie

On appelle photogrammétrie l'ensemble des techniques visant à effectuer des mesures spatiales à partir d'images. Parmi ces techniques, la stéréorestitution, qu'elle soit aérienne ou terrestre, mobilise l'effet stéréoscopique engendré par des prises de vue d'une même scène pour des angles de vue différents. En connaissant précisément les paramètres du capteur utilisé, il est possible d'effectuer le lien entre les coordonnées du terrain et les coordonnées dans l'image et ainsi de calculer le relief de la scène. Dans le cas de la mesure du déplacement des glaciers rocheux, ces calculs sont réalisés pour deux dates différentes puis comparés.

Dans le cas d'images aéroportées ou satellitaires la stéréorestitution permet d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) de la scène et ainsi de procéder à son orthorectification (création d'ortho-images). Les ortho-images étant des images géométriquement rectifiées de sorte que chaque pixel de l'image soit comme à la verticale de la zone qu'il représenterait sur une carte plane à la même échelle. Les ortho-images créées sont alors directement comparables et permettent de déterminer les vecteurs de déplacement d'un glacier rocheux en 2 dimensions (x, y) par des corrélations d'images entre les deux dates ou par des mesures directes de différences de points identifiables comme certains blocs bien visibles à la surface des glaciers rocheux. Pour évaluer la différence d'altitude et ainsi obtenir des mesures de déplacements dans les 3 dimensions, on soustrait les valeurs des deux MNT afin d'obtenir les résidus qui correspondent au déplacement vertical survenu entre les deux dates.

La mesure par photogrammétrie, qu'elle soit argentique ou numérique, est utilisée depuis de nombreuses années sur les glaciers rocheux (voir par exemple Pillewizer 1957 ; Evin & Assier 1983 ; Kaufmann 1996 ; Kääb 1996 ; Kääb *et al.* 1997). Le développement de logiciel informatique a rendu automatique de nombreuses étapes du processus et certains d'entre eux ont été développés spécifiquement pour l'étude du fluage des formations superficielles en zone de pergélisol (Kääb & Vollmer 2000 ; Kaufmann & Ladstädter 2002b ; Kaufmann & Ladstädter 2003 cités par Roer 2005). La précision des résultats obtenus par photogrammétrie est étroitement liée à la qualité de l'orthorectification et à la résolution des images. Kääb (2002) estime que pour des zones montagneuses, il est possible d'atteindre une précision de l'ordre d'un pixel (à ce jour $\leq 0,5$ m).

La photogrammétrie offre, à l'heure actuelle, des précisions moins avantageuses que celles obtenues par suivi géodésique terrestre ou par positionnement satellite. Cependant, avec cette méthode, on dispose de résultats plus spatialisés qu'avec les

méthodes évoquées précédemment. De plus, il n'est pas nécessaire de se rendre sur le terrain pour acquérir les données.¹⁶

3.1.4 Le LiDAR

La méthode du Lidar (Light Detection And Ranging) ou Laserscanning est également utilisée pour évaluer les mouvements de glaciers rocheux. Tout comme la photogrammétrie, l'acquisition des données peut être terrestre ou aéroportée et l'analyse des résultats de différentes campagnes de terrain permet de détecter les mouvements d'un site de mesures.

Cette technique est basée sur la mesure aller-retour du temps mis par une onde électromagnétique entre son émission depuis l'appareil et sa réception en retour après avoir atteint une surface réfléchissante. Dans le cas d'une acquisition terrestre, Le laserscan (figure 14) est positionné sur plusieurs points de référence fixes et acquiert pour chacun un « nuage de points » de la même scène vu d'un angle différent. Cela permet de limiter les zones d'ombres, d'augmenter la précision des mesures et de corriger au maximum les artefacts. On obtient ainsi un nuage de points représentant la surface de l'objet d'étude en trois dimensions avec une précision annoncée de 7mm à 100m de distance et une capacité d'acquisition de 2000 points de mesures par seconde et une distance maximale de 800m (pour le modèle de Laserscan Ilris-3D)(Ravanel 2010). A partir de ce nuage de points tridimensionnel, un MNA (Modèle Numérique d'Altitude) de la zone de mesures est créé. La comparaison des MNA générés à chaque campagne de mesures permet ainsi d'identifier et de quantifier les zones de mouvement. Cette méthode nécessite, tout comme le DGPS, un long post traitement informatique d'alignement, d'ajustement, d'élimination d'informations redondantes ou encore de géoréférencement.

Les mesures par LiDAR sur glaciers rocheux sont rares dans la littérature mais donnent des résultats très fins (Bauer *et al.* 2003 ; Bodin & Schoeneich 2008 ; Avian *et al.* 2009). Cependant, les conditions requises pour un bon fonctionnement de l'appareil (Lidar terrestre) ne sont pas toujours réunies sur des sites d'études de haute montagne (difficulté de trouver des points fixes pertinents et parfois d'y accéder, poids de l'appareil, zone d'ombre). En revanche, le maillage de mesures obtenues est extrêmement dense et la précision excellente. Depuis quelques années certains travaux utilisent également des mesures LiDAR aéroportées pour l'étude des glaciers rocheux (voir par exemple Girstmair *et al.* 2013).

¹⁶ Les avantages et inconvénients de cette méthode seront plus amplement développés dans la section 3.3.

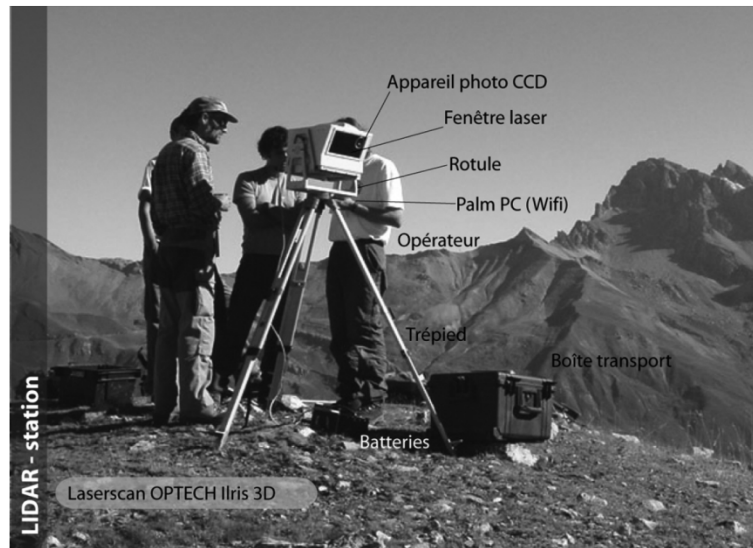


Figure 14 : Aperçu du matériel LiDAR utilisé sur le terrain (Bodin 2007).

3.1.5 L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR)

L'interférométrie radar différentielle, et plus généralement l'imagerie SAR, étant la principale méthode utilisée dans ce travail, un chapitre indépendant lui est consacré (chapitre 4). Il ne sera ici question que d'une présentation succincte de l'interférométrie radar différentielle afin de pouvoir par la suite (section 3.3) effectuer une comparaison avec les autres méthodes présentées.

Se fondant sur l'analyse de la différence de phase entre deux images radar acquises de manière aéroportée (avion ou satellite) ou par radar au sol, l'interférométrie radar permet de détecter des mouvements de l'ordre de la fraction de la longueur d'onde du signal émis (de quelques millimètres à quelques centimètres selon le type de capteur). Si un changement (de relief par exemple) est survenu au sol entre le premier passage du satellite et un second passage, il est alors possible de mesurer une différence de phase entre les deux images, le temps de parcours de l'onde sera en effet très légèrement différent. Les détections de mouvements de surface entre deux acquisitions pourront être centimétriques dans la ligne de visée du satellite (Gabriel *et al.* 1989). Les résultats peuvent être très précis et couvrir de vastes étendues géographiques (jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres). Bien que les contraintes soient nombreuses lors de la création d'un interférogramme (produit issu de l'interférométrie), l'amélioration constante des capteurs embarqués permet d'affiner régulièrement les résultats obtenus. Comme pour la plupart des méthodes utilisant l'imagerie (radar ou optique), il faut trouver le compromis optimal entre résolution des images et couverture au sol selon l'application souhaitée. Cette méthode est utilisée pour détecter les mouvements de surface des glaciers rocheux depuis plus de 10 ans.

3.2 Avantages et limites des méthodes présentées

On trouvera dans le tableau de l'annexe 1 une compilation bibliographique des études réalisées utilisant les méthodes mentionnées dans la section précédente pour la détection des mouvements de surface des glaciers rocheux. Nous reprenons dans ce tableau la compilation, très complète, réalisée par Roer en 2005 dans sa thèse et proposons de rajouter quelques études nouvellement réalisées trouvées dans la littérature. Dans ce tableau, on se rend compte du fort intérêt de la communauté scientifique concernant la mesure du déplacement de surface des glaciers rocheux depuis plus de 50 ans. Les dates des premières publications font également état des évolutions technologiques en matière de méthodes de mesure :

- 1957, photogrammétrie terrestre,
- 1965, suivi géodésique terrestre,
- 1999, GPS différentiel,
- 1999, interférométrie radar différentiel,
- 2003, LiDAR.

La multitude de données de mouvements de glaciers rocheux depuis 50 ans permet de réaliser un suivi à long terme de la cinématique des glaciers rocheux et de mieux comprendre les imbrications entre déplacement des glaciers rocheux et variations du climat¹⁷ (voir par exemple Bodin *et al.* 2009 ; Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). Certains pays comme la Suisse et la France disposent pour cela d'un réseau national de suivi du permafrost incluant un suivi des mouvements de glaciers rocheux. Les données sont pour la plupart publiées dans certaines des publications figurant dans l'annexe 1.

Cependant, des rapports concernant ces réseaux existent et proposent des synthèses des données de mouvements des glaciers rocheux suivis (voir par exemple PERMAFRANCE 2010 ; PERMOS 2010).

Très souvent dans les études ayant trait aux évolutions de processus géomorphologiques, il est nécessaire de trouver le juste compromis entre précision de la mesure et emprise spatiale des données acquises (figure 15). L'augmentation d'un de ces deux paramètres se faisant au détriment du second. Cependant, bien que cette relation soit toujours valable, les progrès technologiques font globalement augmenter ces deux paramètres (précision et spatialisation). Sur la figure 15, les places

¹⁷ Variation climatique saisonnière, annuelle, pluriannuelle ou à long terme.

qu'occupent les technologies les plus récentes (D-InSAR et LiDAR) illustrent bien ces progrès. On constate que leurs étendues d'efficiences sont plus vastes que celles des méthodes plus anciennes (photogrammétrie terrestre ou théodolite par exemple).

En revanche l'efficacité et la difficulté de mise en œuvre des méthodes ne figurent pas sur le graphique de la figure 15. Or cela compte beaucoup pour des travaux dont les objets d'études sont situés dans des zones parfois peu accessibles comme les glaciers rocheux. Nous proposons pour terminer ce chapitre de réaliser un tableau évaluant ces critères, pour ce qui concerne les glaciers rocheux, sur la base de contraintes techniques et d'expériences personnelles de terrain.

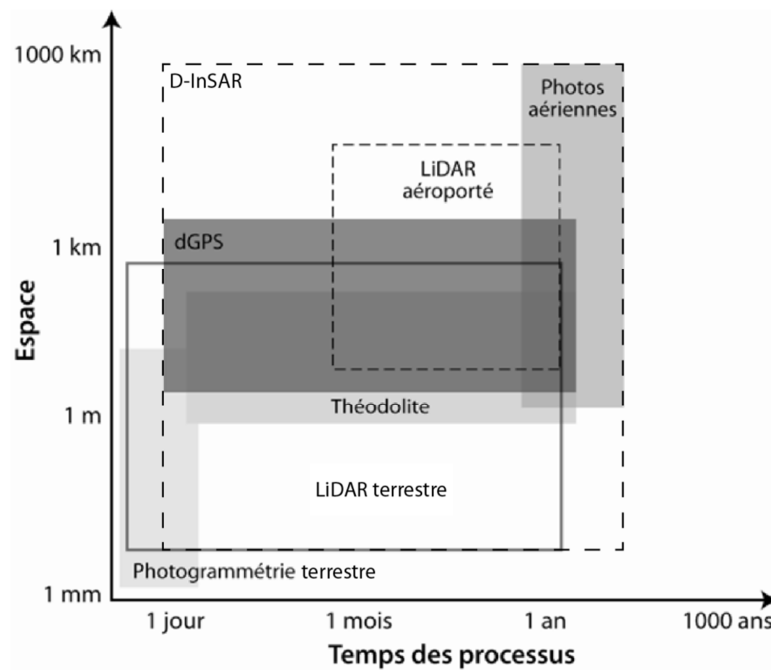


Figure 15 : Les méthodes de mesure placées dans le repère espace/temps des processus (modifié d'après, Ravel 2010)

Mesurer le déplacement de surface des glaciers rocheux

	Echelle de mesure	Répétitivité de la mesure	Précision	Points positifs	Points négatifs
Photogrammétrie	Variable : du dm ² à plusieurs km ² .	Dépendante de la répétitivité des acquisitions (aéroportées) ou visite de terrain tant que le site est praticable (terrestre).	< m	- Mesures fortement spatialisées à l'échelle de la forme, - Pas ou peu de temps de terrain.	- Traitement des données, - temps clair pour l'acquisition des données.
Suivi géodésique terrestre	Restreinte : mesures ponctuelles par sites d'études.	Visite de terrain par des opérateurs tant que le site est praticable.	cm	- Temps de mesures par point court, - possibilité de faire de multiples mesures dans l'année.	- Visite de terrain avec matériel lourd, - site dégagé (pas de neige), - temps clair pour les mesures.
Positionnement par satellites	Restreinte : mesures ponctuelles par sites d'études.	Visite de terrain par des opérateurs tant que le site est praticable.	cm	- Temps de mesures par point court, - possibilité de faire de multiples mesures dans l'année.	- Visite de terrain avec matériel lourd, - site dégagé de préférence (pas de neige), -visibilité des satellites.
LiDAR	Restreinte : mesures ponctuelles par sites d'études.	Visite de terrain par des opérateurs tant que le site est praticable.	< cm	- Possibilité de faire de multiples mesures dans l'année, - très bonne précision de mesures.	- Visite de terrain avec matériel lourd, - site dégagé (pas de neige), - temps clair pour les mesures.
D-InSAR	Variable : de quelques km ² à plusieurs km ² selon les images.	Dépendante de la répétitivité de passage des satellites (quelques jours).	cm	- Obtention de données à l'échelle de massifs entiers sur un interférogramme, - en théorie, l'acquisition des données peut se faire même par temps nuageux ¹⁸ .	- Traitement des données, - contraintes nombreuses (orientation, pas de pluie, etc.), - MNT de qualité à disposition.

Tableau 1 : Synthèse des caractéristiques des méthodes de mesure de déplacement des glaciers rocheux.

¹⁸ Nous verrons dans le chapitre 4 qu'en réalité la nébulosité pose parfois problème lors du traitement des images.

Partie II

- Méthodologie et sites d'études -

Chapitre 4 - Mesure du déplacement par imagerie SAR (RSO)

Dans ce chapitre, l'objectif est de développer les principes et le fonctionnement de l'interférométrie radar différentielle (D-InSAR). Nous présenterons la technique du radar à synthèse d'ouverture (RSO¹⁹), proposée par les radaristes pour perfectionner la résolution des images radar puis nous verrons que l'interférométrie radar différentielle est un des produits dérivés des images produites par les radars à synthèse d'ouverture. Il sera également question de la création des interférogrammes, de l'extraction des données de déplacement et des limites et contraintes de la méthode. Enfin, pour terminer ce chapitre, nous présenterons les différentes études déjà réalisées utilisant l'interférométrie radar différentielle pour la détection de mouvements de glaciers rocheux et nous essayerons de lister les particularités propres à l'étude des glaciers rocheux par D-InSAR.

Il s'agira ici de présenter les fondamentaux de la méthode afin de pouvoir par la suite comprendre les résultats et les limites de nos travaux. Le lecteur souhaitant approfondir ses connaissances sur les notions physiques et les équations associées aux images radar ou à l'interférométrie radar pourra se reporter aux ouvrages complets sur le sujet de Maître (2001) ou Hanssen (2001) ainsi qu'à la thèse d'E. Trouvé (1996).

4.1 Notions générales de l'imagerie SAR

4.1.1 Bref historique

Le principe du radar fut proposé par l'américain Hugo Gernsback dès 1891. Cette méthode se fonde sur la propagation des ondes électromagnétiques et permet la détection et la localisation d'un objet par la mesure du temps mis par une onde entre son émission et sa réception après avoir été réfléchi par une cible (Maître 2001). Ce système s'est développé dans le domaine militaire dès la seconde guerre mondiale. Ces radars de surveillance sont aujourd'hui bien connus, on les retrouve par exemple dans les aéroports ou sur les navires. Les antennes des radars de surveillance effectuent une rotation complète selon l'axe vertical, d'où la forme circulaire des images résultantes, appelées image scope (figure 16). Ce type de radar n'a pas pour vocation de réaliser des images, il informe simplement sur la présence d'objets passifs détectés durant la rotation de l'antenne.

C'est pourquoi des radars imageurs ont été inventés. Contrairement aux radars de surveillance dont l'image obtenue est associée à la rotation de l'antenne, les radars imageurs sont eux joints au déplacement d'un porteur, ce qui permet d'acquérir des

¹⁹ RSO est l'acronyme français mais pour la suite nous choisissons d'utiliser SAR (pour Synthetic Aperture Radar), l'équivalent anglophone, qui est plus répandu dans la communauté scientifique.

informations sur une bande de terrain, la fauchée, qui suit la trajectoire de l'avion ou du satellite. Cette technique fut à ses débuts essentiellement utilisée à des fins de cartographie militaire. Cependant, les premières images radar avaient une résolution azimutale (parallèle à la trajectoire du porteur) qui restait faible, d'où l'apparition du principe du radar à synthèse d'ouverture (RSO), proposé en 1951 par Carl Wiley, pour pallier cette faiblesse.

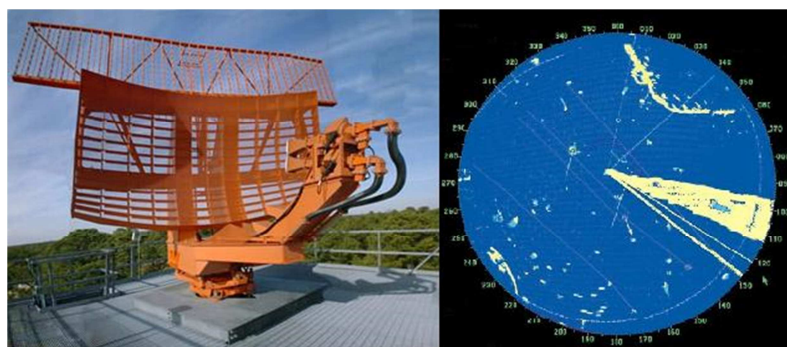


Figure 16 : Antenne radar primaire typique d'un aéroport (à gauche) et image scope associée à sa rotation (à droite) (source : www.naval-technology.com).

4.1.2 Principes de l'imagerie SAR

Le principe du radar à synthèse d'ouverture se base sur « l'utilisation du porteur (avions, satellites) afin de reconstituer par calcul, une antenne de grande dimension » (Maître 2001). La figure 17 présente un schéma de la configuration des premiers radars imageurs aéroportés, dits à visée latérale (SLAR : Side Looking Airborne Radar). La visée pour une acquisition de données SAR aéroportée est nécessairement latérale car une visée verticale induirait la présence de deux points situés à la même distance de chaque côté de la trace (figure 18), phénomène qui rendrait impossible l'exploitation des données.

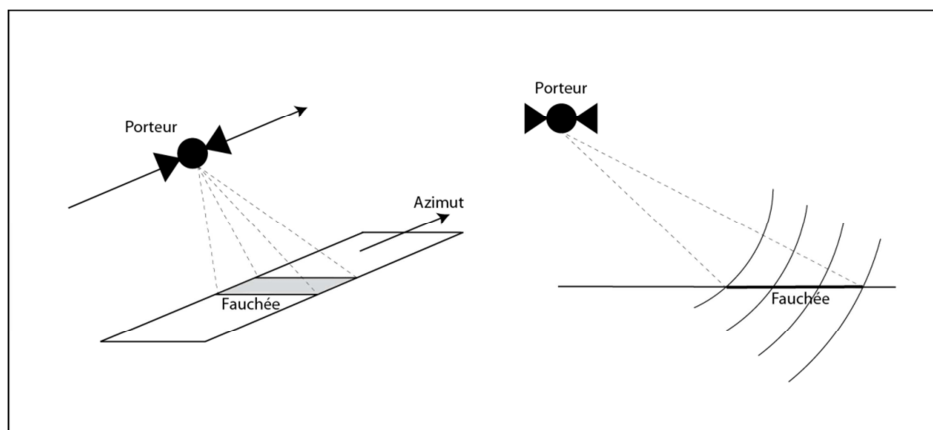


Figure 17 : Configuration d'un radar imageur aéroporté à visée latérale (modifiée d'après Maître 2001).

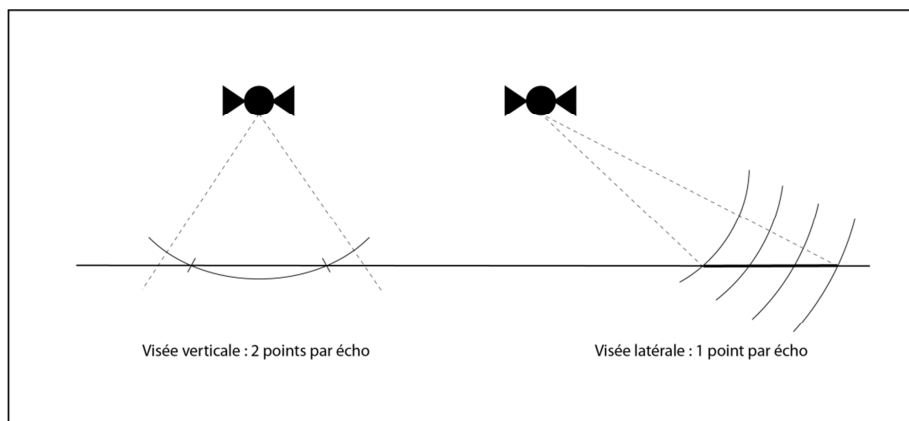


Figure 18 : Différence entre radar imageur aéroporté à visée verticale et latérale (modifiée d'après Maître 2001).

Le radar se déplace avec le porteur entre chaque émission d'impulsion et il est possible, par calcul, de simuler une antenne de très grande taille en utilisant les échos reçus pour chaque position de l'antenne (figure 19). Cela nécessite de connaître très précisément la trajectoire du porteur dans les trois dimensions, la trajectoire étant rarement rectiligne et uniforme. Ce principe de simulation d'antenne de grande taille permet : i) d'augmenter de manière considérable la résolution des données et par conséquent la finesse des analyses possibles et ii) ne restreint plus l'image à l'emprise de la rotation du radar mais permet d'obtenir des données sur la bande de terrain qui suit la trajectoire du porteur. De plus, dans le cas d'images SAR satellitaires, les orbites non-stationnaires des satellites couplées à la rotation de la Terre sur elle-même donnent la possibilité d'acquérir des données de la même zone dans deux modes différents : i) le mode ascendant qui correspond à un passage du satellite du sud vers le nord et ii) le mode descendant qui correspond à un passage du nord vers sud. Ces modes d'acquisitions étant, en zone de montagne, plus ou moins favorables à l'analyse de certains versants.

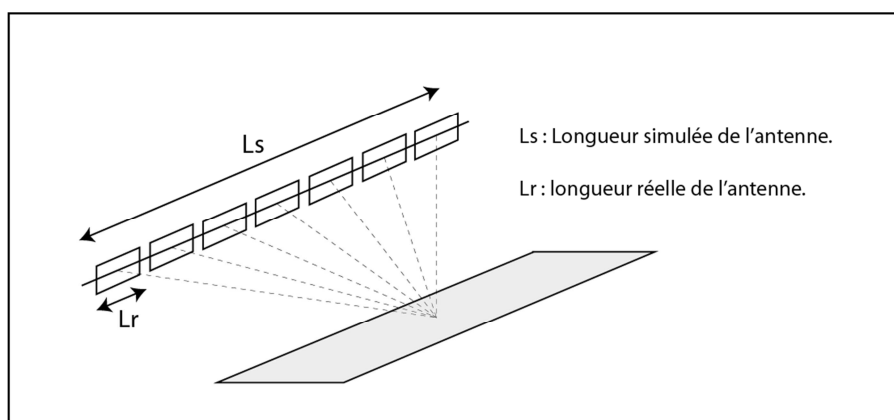


Figure 19 : Principe de la synthèse d'ouverture ; l'image obtenue semble résulter d'une antenne qui serait la réunion de toutes les antennes élémentaires (modifiée d'après, Maître 2001).

Depuis l'invention de ce système en 1951, l'imagerie radar à synthèse d'ouverture a beaucoup évoluée, notamment par la mise en orbite de satellites utilisant ce système comme SEASAT (1978), ERS-1 (1991), ERS-2 (1995), ENVISAT (2002), COSMO-SkyMed (2007), TerraSAR-X (2007) ou la constellation Sentinel (à partir de 2013) pour les principaux. Les résolutions de ces derniers peuvent être inférieures au mètre en géométrie radar.

4.1.3 La géométrie des images radar

La formation des images SAR et la nécessité de procéder à une visée latérale lors des mesures induisent de fortes distorsions géométriques. En effet, sur une image en géométrie radar, chaque pixel contient une information sur la distance capteur/point réfléchi. Par conséquent, en présence de relief, des distorsions géométriques par rapport à la réalité du terrain apparaîtront (Maître 2001). La figure 20 présente les différents types de distorsions possibles. On trouve ainsi (Trouvé 1996):

- des phénomènes de raccourcissements : sur des versants orientés vers le radar les distances au sol sont raccourcies sur l'image en géométrie radar ($AB > ab$) ;
- des phénomènes de repliement : en présence d'une pente dont la valeur est supérieure à l'angle de visée du capteur, les points sont disposés dans l'ordre inverse par rapport à la réalité (CD devient dc) ;
- des phénomènes de dilatation : sur les versants tangents à l'angle de visée du radar les distances au sol sont dilatées sur l'image en géométrie radar ($EF < ef$) ;
- des zones d'ombres : sur des versants opposés au radar, les pentes supérieures à l'angle de visée du satellite et ne seront pas visibles (FG).

Ces distorsions géométriques rendant toute interprétation des images en géométrie radar délicate voire impossible, il est nécessaire de les projeter dans un référentiel reflétant le terrain. Pour ce faire, il faut créer une table des correspondances entre la géométrie des images radar et son équivalent géoréférencé en géométrie sol. Il est nécessaire pour réaliser cela de disposer d'un MNT de bonne résolution²⁰ et des informations précises sur les paramètres des orbites des satellites lors de l'acquisition des données.

²⁰ La résolution du MNT doit être suffisamment bonne par rapport à celle des images radar.

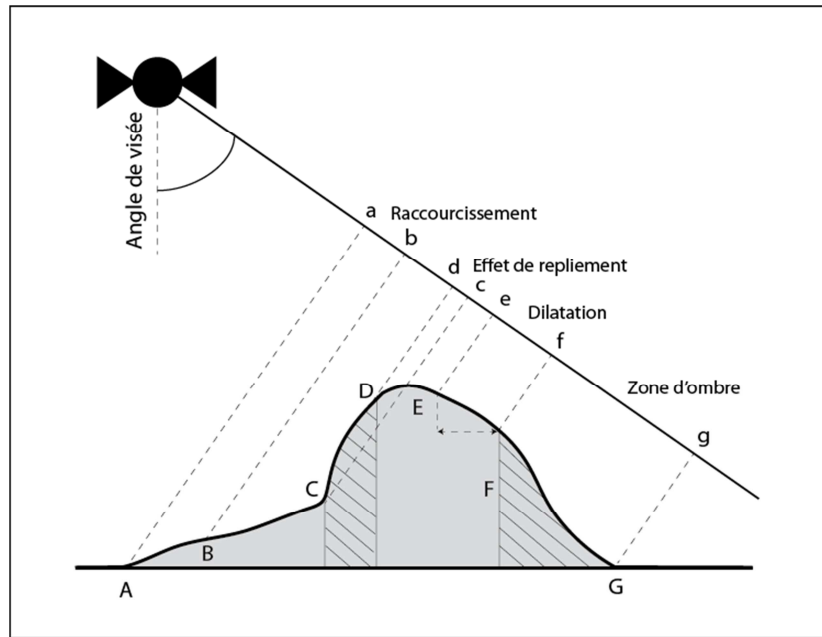


Figure 20 : Distorsions géométriques observées sur les images SAR en géométrie radar. La distance entre le satellite et la cible étant de plusieurs centaines de kilomètres, les arcs de cercle correspondant aux ondes émises par le radar peuvent être assimilés à leur tangente (traits-tillés), (modifiée d'après Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013).

4.2 Interférométrie radar différentielle (D-InSAR)

L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR) est une technique de télédétection utilisant des images SAR. Pour expliquer son fonctionnement, nous exposerons d'abord la méthode de l'interférométrie radar « standard » (InSAR) dont l'utilisation en différentielle est proche.

Le principe de la méthode fut proposé pour la première fois par Graham en 1974 mais ses applications ont réellement débuté dans les années 90 avec le lancement des satellites ERS (Maître 2001). Elle est utilisée dans des domaines aussi variés que la géophysique, la topographie, la géologie, la géomorphologie, la glaciologie, la volcanologie ou pour l'exploitation de ressources minières.

L'InSAR est basée sur l'acquisition de données SAR d'une même surface du sol à des dates différentes depuis des positions quasi-similaires des capteurs (avions ou satellites). En calculant les différences de phase entre deux acquisitions, il est possible d'obtenir des données de déplacement/déformations sur la surface du globe. Nous détaillons dans les paragraphes qui suivent la méthodologie mise en œuvre pour la réalisation des interférogrammes (produit obtenu par InSAR) et son utilisation en différentielle (D-InSAR) en vue d'une analyse des mouvements de surface des glaciers rocheux.

4.2.1 Création de l'interférogramme

La phase interférométrique

L'interférométrie radar utilise les informations contenues dans chaque pixel de l'image radar. A chacun est associé une radiométrie (réflectivité du sol par rapport à l'onde aussi appelée image d'intensité) et une phase. La phase (φ) est la somme de deux termes :

$$\varphi = \varphi_{propre} + \varphi_D$$

- φ_{propre} , la phase propre est un terme de déphasage provenant de l'interaction entre l'onde et la cible, liée à la nature des sols rencontrés et à l'incidence des prises de vue. Ce terme, mal connu, est à l'origine du chatoiement et n'est pas utilisé dans le processus de l'interférométrie radar ;
- φ_D , déphasage dû à l'aller-retour de l'onde et corrélé à la distance capteur/cible (R). Chaque fois que l'onde parcourt une distance égale à sa longueur d'onde (λ) , sa phase augmente de 2π (Maître 2001). C'est ce terme de la phase qui est utilisée en InSAR. Ce déphasage s'exprime par :

$$\varphi_D = \frac{2\pi}{\lambda} 2R = \frac{4\pi R}{\lambda}$$

La phase propre est considérée comme aléatoire et ne peut donc pas être utilisée comme information géométrique. En revanche, si l'on possède deux images de la même scène, acquises dans des conditions similaires, on suppose que la phase propre est la même sur les deux images. En calculant la différence de phase entre les deux images on élimine ainsi la composante de phase propre. Il reste donc uniquement une information de phase purement géométrique, de différence de distance survenue (potentiellement) entre les deux acquisitions (Trouvé 1996). Les résultats produits par la différence de phase de deux images SAR, s'appellent des interférogrammes (voir l'exemple figure 27 à la fin de la section 4.2).

Sur les interférogrammes, chaque pixel possède une valeur de phase. Celle-ci représente la valeur en radian de sa position sur la sinusoïde de la longueur d'onde. On peut donc l'assimiler à sa reprojexion sur un cercle ; c'est pourquoi les valeurs de phase oscillent entre $-\pi$ et $+\pi$ (figure 21). La valeur de phase augmente de 2π à chaque fois que l'onde parcourt une distance égale à la longueur d'onde du signal émis ; par conséquent les valeurs de phase ne sont connues que *modulo* 2π et sont dites

« ambiguës ». Sur les images, cela se manifeste par des cycles de couleurs représentant les cycles de phases également appelés franges interférométriques ; chacun indiquant une déformation non pas d'une longueur d'onde mais de la moitié de celle-ci, conséquence de la prise en compte de l'aller et du retour de l'onde entre le capteur et la surface.

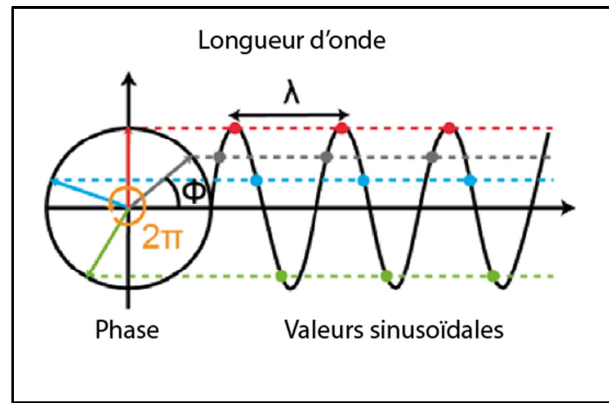


Figure 21 : Relation entre valeur de phase et longueur d'onde (Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013 ; traduite et modifiée de Ferretti *et al.* 2007).

Le déroulement de la phase

Pour obtenir des valeurs de déplacements/déformations réelles, il est nécessaire de lever « l'ambiguïté » des valeurs de phase. Cette étape s'appelle le déroulement de phases²¹. Cela consiste à ajouter 2π à chaque fois que la phase passe brutalement de $-\pi$ à $+\pi$. En une dimension cela est assez aisé car les valeurs s'apparentent à un signal en dents de scie mais en deux dimensions cela s'avère souvent plus complexe.

Nous verrons dans la partie qui expose nos résultats que ce déroulement de phase est délicat ou non-pertinent, selon le type de formes d'étude et la résolution des capteurs. Dans notre cas, cela se produit souvent dans des zones escarpées et sur de petites formes d'études pour lesquels les données interférométriques représentent peu de pixels. Cependant, dans le cas de l'étude de glaciers rocheux ou plus généralement de formes périglaciaires, l'analyse des interférogrammes sans dérouler les valeurs de phases reste pertinente et permet de détecter et de donner un ordre de grandeur aux mouvements sur de vastes zones sans un traitement long, laborieux et minutieux de déroulement de phase souvent peu convaincant à cause de la petite taille des formes étudiées.

La cohérence interférométrique

²¹ Dans la littérature francophone certains auteurs choisissent le terme de développement de franges. La formulation choisie ici est la traduction de l'expression anglophone *phase unwrapping*.

Lors de la création d'un interférogramme, une image de « cohérence » est également produite, variant entre 0 et 1. Bien que n'apportant pas proprement dit d'information sur la surface du globe, cet indice permet de mesurer la stabilité de la phase entre les deux acquisitions radar (Hanssen 2001) (voir l'exemple figure 28 en fin de section). Si les deux images ne sont pas acquises dans des conditions géométriques quasi-similaires, la phase n'est localement plus cohérente, on dit que la cohérence est perdue ou que l'interférogramme est décorrélié. Les images de cohérence sont également sensibles à tout changement lié à la croissance de la végétation ou à la présence de neige humide entre les deux acquisitions ainsi qu'à la présence de surface d'eau liquide (lacs, rivières, etc.). De même, si les mouvements survenus au sol sont trop désordonnés au sein même des rétrodiffuseurs qui composent un pixel (déplacements et vitesses dans des directions très variables sur de petits espaces), la cohérence peut être perdue et le(s) pixel(s) décorrélié(s).

Dans la suite de ce document, et pour alléger le propos, nous parlerons de mouvements trop « désordonnés » pour exprimer cette idée de variation géométrique trop grande des rétrodiffuseurs au sein d'un même pixel induisant une perte de cohérence entre les deux acquisitions.

4.2.2 Les informations topographiques contenues dans un produit interférométrique

La formation d'interférogrammes permet d'obtenir deux principaux types d'informations topographiques :

- données sur **l'élévation** : si les orbites des deux images sont légèrement différentes, la présence de relief crée un déphasage sur l'interférogramme proportionnel à l'élévation du relief. Les variations de phase observées sur les images de phase (franges interférométriques) peuvent alors être analysées comme des lignes d'équi-altitudes. Ces données permettent de générer des MNT à haute résolution (voir par exemple Zebker *et al.* 1994) ;
- données sur **les mouvements du terrain** : ce sont ces données que nous souhaitons extraire de l'interférogramme. Tout affaissement, gonflement ou déformation du terrain entre les deux prises de vue sera perceptible sur l'interférogramme car la valeur de la phase aura changée (figure 22). La précision obtenue dans le sens de visée du satellite pourra être centimétrique voire subcentimétriques selon les capteurs.

En plus de ces informations topographiques, d'autres contributions sont présentes sur les interférogrammes : une contribution orbitale, atmosphérique et une part de bruit. Dans la section suivante, nous exposons les étapes permettant d'aboutir à des interférogrammes ne présentant que la composante liée au déplacement.

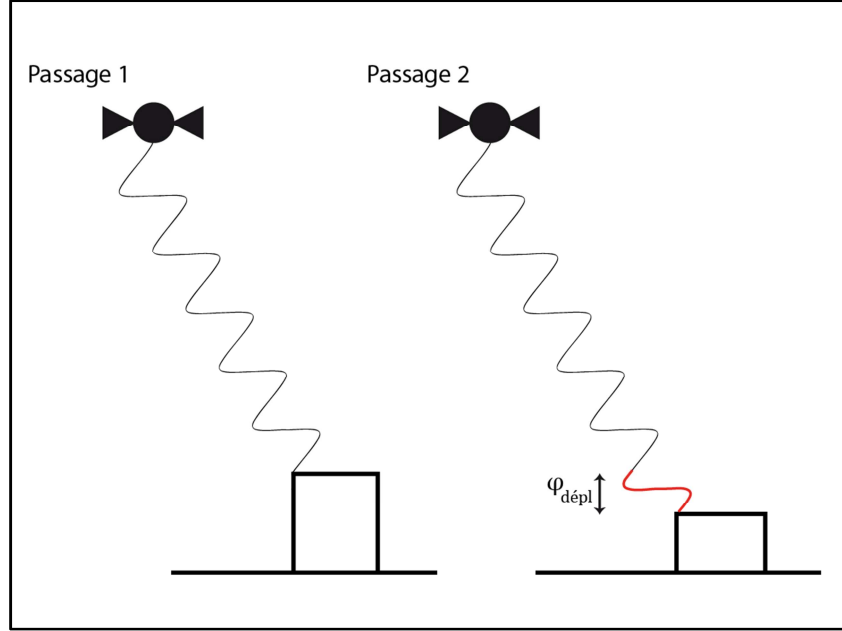


Figure 22 : Schéma simplifié de l'acquisition d'images radars et de la mesure de la contribution de la différence de phase liée au déplacement ($\varphi_{\text{dépl}}$) suite à un changement de topographie.

4.2.3 Extraction des franges liées au déplacement (D-InSAR)

Comme nous venons de le voir, les composantes formant la phase de l'interférogramme sont nombreuses, or pour notre étude, seule la contribution liée aux déformations du terrain est intéressante. L'idée de la méthode D-InSAR est de supprimer les composantes inutiles de la phase afin d'obtenir uniquement celle liée au déplacement (figure 23). L'équation qui suit présente les différentes composantes de la phase ainsi que leur origine :

$$\Delta\varphi = \varphi^{\text{topographique}} + \varphi^{\text{orbitale}} + \varphi^{\text{déplacement}} + \varphi^{\text{atmosphérique}} + \varphi^{\text{bruit}}$$

On l'aura compris, c'est la composante ($\varphi^{\text{déplacement}}$) qui représente les déplacements survenus au sol entre les deux acquisitions que nous cherchons à isoler. Le facteur topographique ($\varphi^{\text{topographique}}$) représente les données sur l'élévation évoquées dans la section précédente (4.2.2) et doit être soustrait de l'équation. Pour cela, nous utilisons un modèle numérique de terrain (voir 5.2.1) de la zone d'étude pour simuler une image de phase factice semblable à la contribution de la phase topographique ($\varphi^{\text{topographique}}$) et ainsi la soustraire de l'interférogramme, le rendant

par la même occasion différentiel (D-InSAR) ; voir l'exemple figure 29 en fin de section. Les franges orbitales ($\varphi^{orbitale}$) sont corrigées à l'aide de données délivrées par les agences spatiales concernant le positionnement des satellites pendant les acquisitions (position, inclinaison, etc.). Ensuite, les images sont filtrées pour atténuer les phénomènes de bruit présent sur les interférogrammes (φ^{bruit}). Généralement, plus le pas de temps de l'interférogramme est long, plus l'image est bruitée et les filtres utilisés accentués. Enfin, il est parfois possible qu'une contribution atmosphérique s'ajoute à l'équation présentée précédemment ($\varphi^{atmosphérique}$). L'état de l'atmosphère peut modifier le trajet des ondes électromagnétiques émises par les satellites radar, si les modifications ne sont pas similaires au moment des acquisitions cela peut théoriquement affecter la phase interférométrique et engendrer plusieurs dizaines de cycles de phase le long de la ligne de visée du satellite (Massonnet *et al.* 1993). Cependant, dans la thèse de Trouvé (1996), on apprend que cette contribution est, généralement et d'après des expériences empiriques, limitée à un maximum de trois tours de phase s'étalant sur des distances minimales de cinq kilomètres (Trouvé 1996). Dans le contexte de l'étude des glaciers rocheux, nous estimons que cela peut être négligé dans la mesure où les formes étudiées mesurent quelques centaines de mètres de long et de large et que par conséquent les effets atmosphériques n'ont qu'un impact très limité sur des objets d'étude de cette taille. Notons cependant que des méthodes ont été développées afin de corriger les contributions atmosphériques présentes sur les interférogrammes mais elles sont difficiles à mettre en œuvre (voir par exemple Jolivet *et al.* 2011 ; Ponton 2013).

A la suite de ces opérations, la différence de phase ($\Delta\varphi$) peut être assimilée à la contribution liée au déplacement ($\varphi^{déplacement}$) et donc aux mesures de déplacements/déformations enregistrées par le radar entre les deux acquisitions dans la ligne de visée du satellite. Cependant nous verrons dans la section suivante (4.2.4) que les informations restantes ne sont pas toutes liées à des phénomènes de déplacements/déformations mais qu'elles peuvent être le résultat d'artefacts liés à la nature du sol.

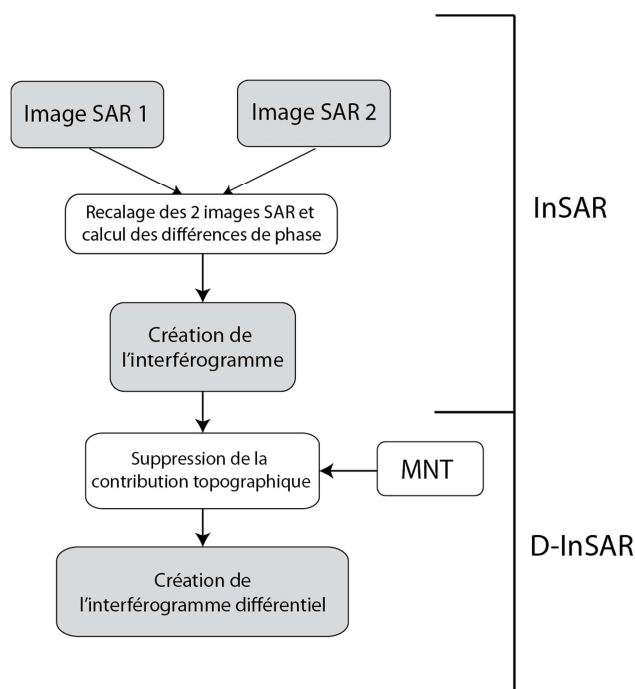


Figure 23 : Schéma simplifié de la différence entre InSAR et D-InSAR. Par souci de clarté, toutes les étapes du processus ne figurent pas sur le schéma.

4.2.4 Limite et précision de la méthode D-InSAR

Théoriquement, il est possible d'obtenir une précision égale à un dixième de frange (Maître 2001), une frange sur l'interférogramme (ou tour de phase) étant équivalent à une déformation d'une demi longueur d'onde dans l'axe de visée du satellite. Par exemple, cela représenterait 0,28cm pour les satellites ERS : longueur d'onde = 5,6cm, $(5,6/2)/10=0,28\text{cm}$. Dans la pratique, les chaînes de calculs sont tellement nombreuses lors de la création d'un interférogramme qu'il est difficile de suivre la propagation de l'erreur. C'est pourquoi il est communément admis que la précision des résultats D-InSAR est de l'ordre du centimètre (Yan 2011).

De nombreuses limites et contraintes sont à prendre en compte lors de la création d'interférogrammes et/ou à garder en tête lors de l'analyse. Elles sont de quatre types.

Les contraintes spatiales

La trajectoire orbitale des satellites doit être, pour l'InSAR, sensiblement la même lors des deux acquisitions de données. Or quand les satellites effectuent leur révolution autour de la terre (pour les satellites à orbite basse), leurs positions varient légèrement entre chaque passage au-dessus d'une même zone de la Terre. Ces variations de position dans l'espace sont de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de

mètres et sont appelées « *baseline* ». Deux composantes de la géométrie d'acquisition peuvent être limitantes pour la méthode :

- la « *baseline* » horizontale qui est la distance qui sépare les deux satellites (figure 24 ; b) et ;
- la « *baseline* » perpendiculaire qui est la projection perpendiculaire de la position de la seconde acquisition sur l'axe de visée de la première (figure 24 ; b_{perp}) ; c'est elle qui conditionne la sensibilité au relief (par exemple Fallourd 2012).

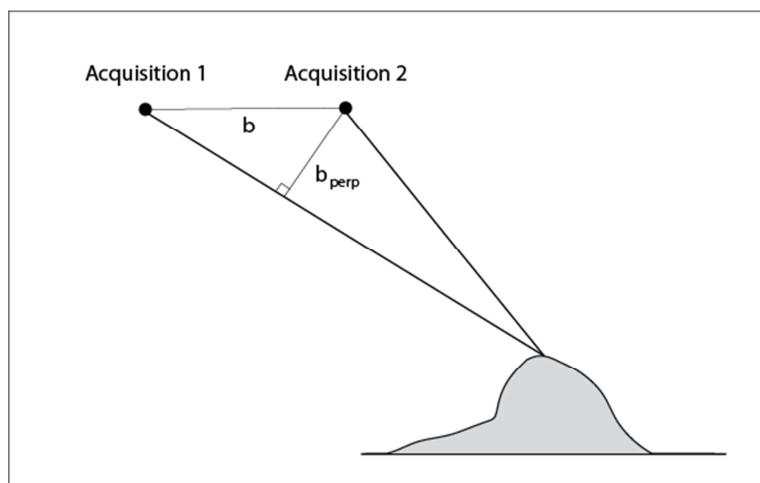


Figure 24 : Configuration géométrique et « *baseline* » entre deux acquisitions d'images SAR.

Si la « *baseline* » horizontale dépasse le seuil de tolérance du capteur, le signal sera décorrélé. Cette valeur critique est fonction de caractéristiques propres aux capteurs (longueur d'onde, angle d'incidence, altitude orbitale, etc.). Par exemple, pour les satellites ERS, la « *baseline* » horizontale maximale est d'environ 1000m (Trouvé 1996). Depuis les années 1990, ces paramètres orbitaux sont de mieux en mieux contrôlés et les valeurs de « *baseline* » horizontales ne sont finalement pas si limitantes dans le choix des images SAR.

En revanche, la composante perpendiculaire, b_{perp} , est plus contraignante. En effet, étant directement liée à l'effet stéréoscopique évoqué dans la section précédente, c'est elle qui va influencer le nombre de franges topographiques présente sur les interférogrammes. Plus la valeur de « *baseline* » perpendiculaire est grande plus l'effet stéréoscopique sera amplifié et les franges topographiques nombreuses. Or dans la génération d'un interférogramme différentiel, ces franges topographiques doivent être supprimées à l'aide d'un MNT. Concrètement, les valeurs de « *baseline* » perpendiculaires acceptables sont liées à la qualité et à la résolution du MNT disponible. A ma connaissance peu de travaux ont été réalisés sur le sujet. Seul Walter

et Busch (Walter & Busch 2012) ont calculé les erreurs de déplacements verticaux obtenues en fonction de la précision verticale du MNT et de la valeur de « *baseline* » perpendiculaire ; et uniquement pour les capteurs TerraSAR-X, Envisat ASAR et ALOS PALSAR (figure 25). Nous verrons au chapitre 5 que le MNT que nous avons utilisé avec les données TerraSAR-X (TSX) dans la zone Haute Maurienne / Haute Tarentaise a une précision moyenne verticale proche de 4 mètres (figure 33 ; p80). On peut donc en déduire, d'après le graphique (a) de la figure 25 que pour des erreurs de déplacements verticaux de 2mm, la « *baseline* » perpendiculaire maximale acceptable se situe aux alentours de 155m.

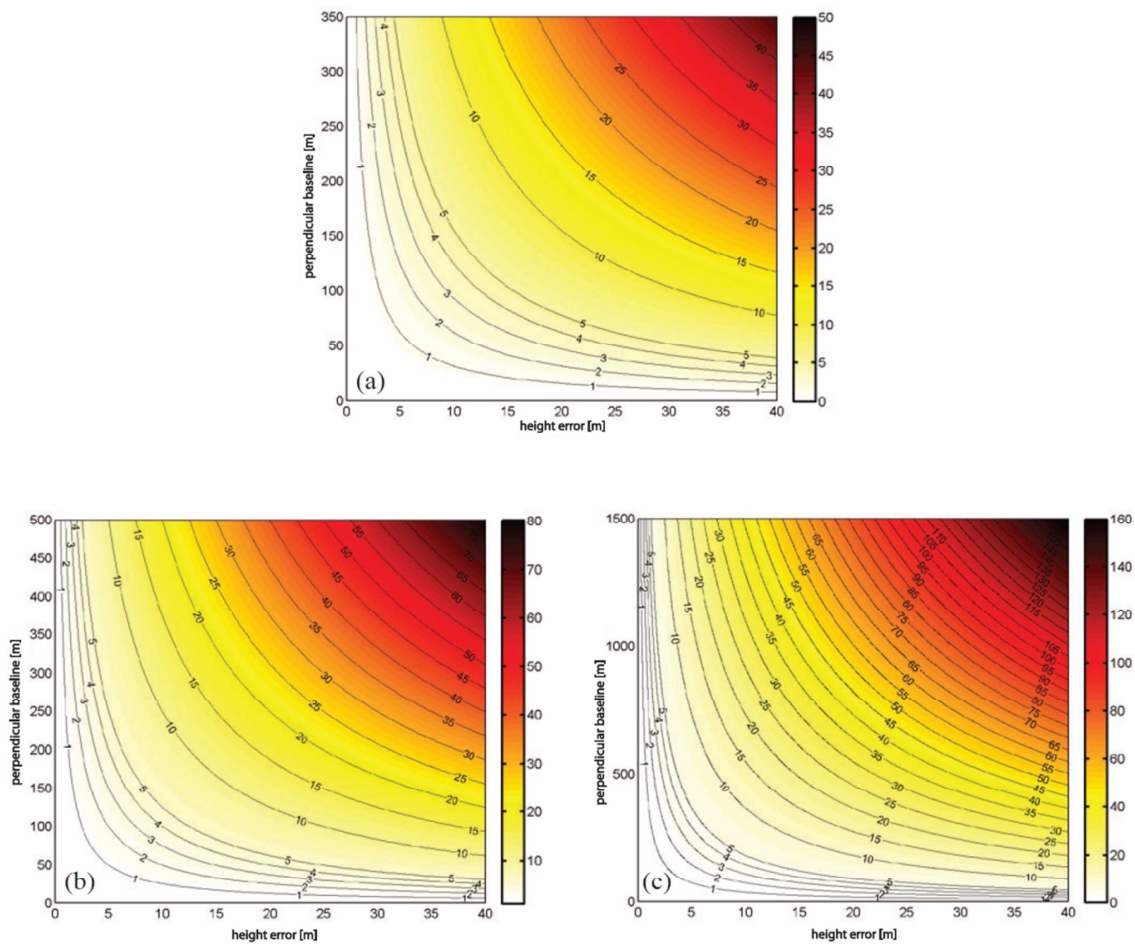


Figure 25 : Erreurs résiduelles de déplacement vertical sur les interférogrammes différentiels (en mm) en fonction de la précision verticale du MNT et de la valeur de « *baseline* » perpendiculaire pour les satellites TerraSAR-X (a), Envisat ASAR (b) et ALOS PALSAR (c) ; erreurs données en millimètres (Tiré de Walter & Busch 2012).

Pour les satellites ERS-1 et ERS-2, il est souvent admis que la valeur de « *baseline* » perpendiculaire ne doit pas dépasser 150 voire 200 mètres (Strozzi comm. pers. ; Ferretti *et al.* 2007). D'après la formule proposée dans Walter et Busch (2012) et en

prenant un MNT d'une précision verticale moyenne de 5m (valeur moyenne au-dessus des Alpes françaises) et une erreur souhaitée de 2mm, on obtient une valeur de « *baseline* » perpendiculaire maximale d'environ 110m.

Pour conclure sur la « *baseline* » perpendiculaire, il est important de noter que si elle est supérieure à celle préconisée au regard de la qualité du MNT et de l'erreur maximale souhaitée, des erreurs résiduelles apparaîtront sur les interférogrammes et pourront rendre les analyses délicates ou impossibles. Nous verrons dans la partie résultats que cette contrainte a un impact fort dans l'étude utilisant des images ERS puisque de nombreux couples d'images ont des valeurs de « *baseline* » perpendiculaire supérieures au seuil préconisé. Avec les images TerraSAR-X, cette contrainte existe également mais dans une moindre mesure.

Les contraintes temporelles

Les mouvements détectés sur les interférogrammes sont fonction du « pas de temps » qui s'est écoulé entre les deux acquisitions SAR qui forment l'interférogramme. On le quantifie généralement en nombre de jours et il est dépendant de la répétitivité de passage des satellites sur la même orbite. Les mouvements détectables sur un interférogramme étant toujours de l'ordre de la demi-longueur d'onde du satellite entre deux pixels, c'est donc le pas de temps de celui-ci qu'il faut faire varier selon la vitesse des déformations que l'on souhaite observer. Si l'on souhaite par exemple détecter des mouvements de plusieurs mètres par an, il sera préférable d'utiliser des pas de temps de quelques jours de manière à détecter des mouvements de quelques centimètres survenus en quelques jours. Inversement, pour des déformations de quelques centimètres par an il sera préférable de générer des interférogrammes avec des pas de temps de plusieurs mois voire d'une ou deux années²².

Cependant, plus les pas de temps sont courts mieux les interférogrammes seront corrélés. En effet, comme vu à la section 4.2.1, la perte de cohérence, qui rend les interférogrammes bruités et difficilement analysables, est étroitement liée aux changements globaux apparus entre les deux acquisitions. On imagine aisément que plus le temps est long entre les deux passages des satellites plus les changements au sol sont nombreux (évolution de la végétation et/ou du couvert neigeux résiduel, mouvements de terrain, etc.). Pour les hauts versants alpins, plus le pas de temps est long, plus l'interférogramme sera globalement décorré et donc bruité.

²² Attention, selon les formes étudiées, l'ordre de grandeur des vitesses annuelles n'est pas forcément le bon indicateur. Si le mouvement est de quelques centimètres par an mais qu'il se produit sur une courte période (quelques jours ou semaines), il sera préférable d'avoir un interférogramme avec un pas de temps court pour détecter le mouvement et éventuellement le quantifier.

Les contraintes liées au relief et à la nature du sol

Comme déjà évoqué plus en détails dans la section 4.1.3, l'acquisition oblique des données radar induit des distorsions géométriques en fonction de l'orientation et de la pente des versants. Selon les capteurs et le type de passage (ascendant/descendant), certaines zones sont inexploitable (zone d'ombre, effet de repliement). Au sein des zones exploitables en D-InSAR, la direction optimale d'un mouvement ou d'une déformation pour que les résultats soient le plus proche de la réalité du terrain est l'angle de visée du satellite²³. Plus on s'écarte de cette direction moins la détection sur le ou les interférogrammes sera représentative de la vitesse de la formes suivant son axe principal de déplacement.

Souvenons-nous également que la cohérence interférométrique peut être perdue suivant la nature et l'état du sol (voir paragraphe sur la cohérence en fin de section 4.2.1). Ainsi, un sol humide, un lac, une neige fondante ou la croissance de la végétation seront responsables de la perte de cohérence et rendront les données inutilisables sur la zone concernée mais pas sur la totalité de l'interférogramme.

Les contraintes de taille de pixel

Les capteurs embarqués à bord des satellites étant de plus en plus performants, cette contrainte de taille de pixel est en constante évolution. A l'heure actuelle les capteurs SAR fournissent des données dont les résolutions s'échelonnent entre 100m (ALOS PALSAR) et jusqu'à 0,25m (TerraSAR-X) de résolution au sol en géométrie radar. Selon les formes d'études, la résolution au sol des pixels des interférogrammes peut donc être limitante. Dans cette étude, nous nous intéressons, principalement, à la détection des mouvements de glaciers rocheux à l'aide d'images SAR provenant des satellites ERS dont la résolution au sol des pixels est d'environ 20m de côté. Dans la mesure où certains glaciers rocheux ne font guère plus de 100m de long et de large, il est parfois délicat d'interpréter les interférogrammes lorsque l'objet d'étude représente une poignée de pixels de l'image. Le satellite TerraSAR-X, plus récent, nous a fourni des données dont la résolution au sol est d'environ 10m, ce qui permet des analyses plus fines. La taille des pixels n'est donc plus réellement une contrainte technologique mais elle est plutôt à mettre en relation avec des questions de prix des images, d'espace de stockage informatique disponible, de temps de calculs et de surfaces couvertes (plus la résolution des données est fine plus l'image est onéreuse, volumineuse, les calculs longs et la surface couverte par une scène petite).

²³ Nous avons déjà indiqué que les valeurs de déplacement obtenues sur les interférogrammes représentaient la composante des mouvements ou des déformations dans l'axe de visée du satellite.

Les figures qui suivent illustrent les différentes images évoquées tout au long de cette section (intensité, interférogramme (InSAR), cohérence, interférogramme différentiel (D-InSAR)).

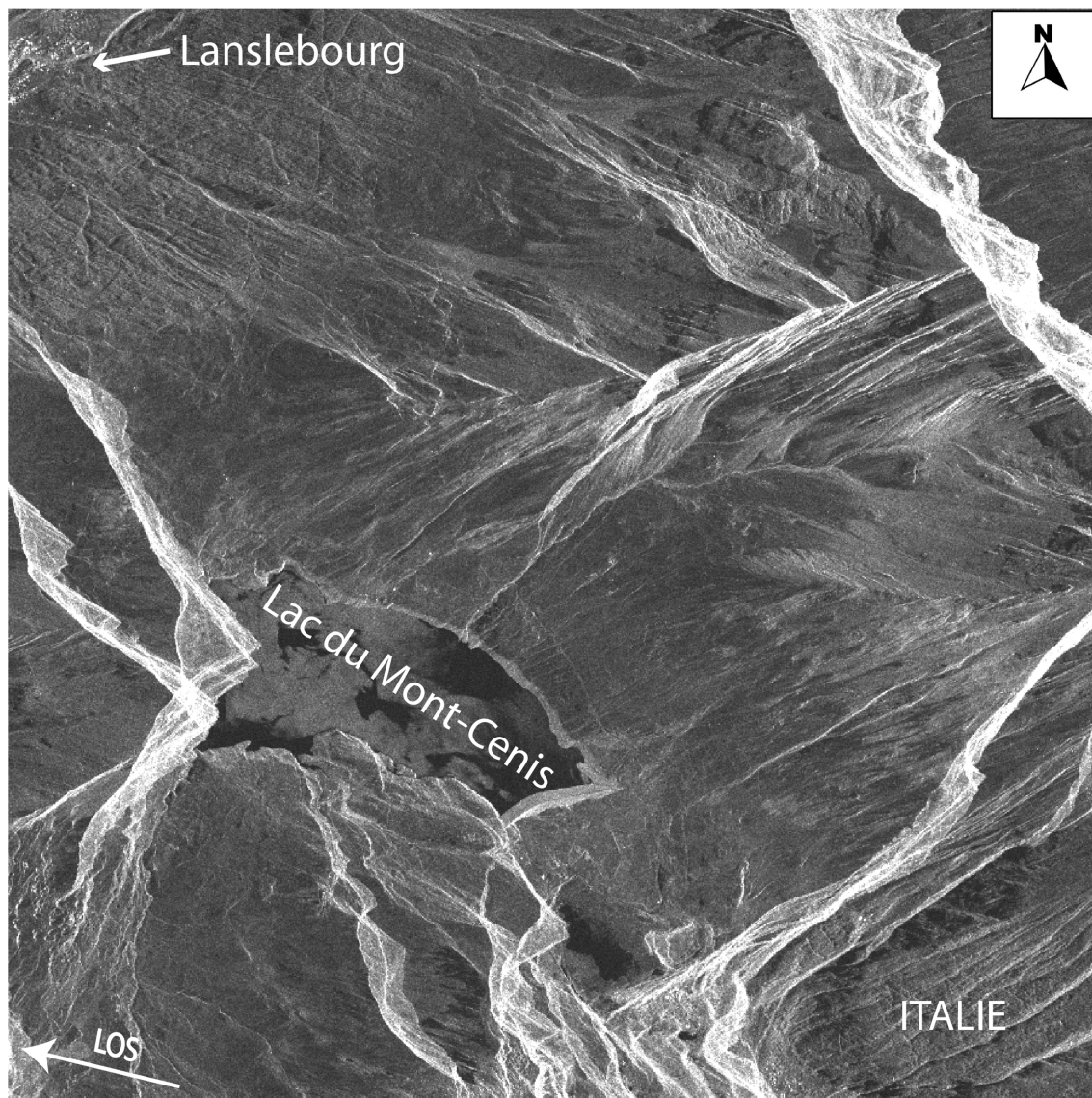


Figure 26 : Image d'intensité synthétisée à partir d'une image SAR TerraSAR-X du 01/08/2012 en passage descendant au-dessus de la zone frontalière du Mont-Cenis, Haute Maurienne, Savoie, France.

Etant donné la géométrie peu commune des images radar, quelques informations toponymiques ont été superposées pour faciliter la lecture. LOS pour Line of Sight (ligne de visée du satellite) qui correspond sur la figure uniquement à la composante horizontale. Les zones dans les tons blancs correspondent généralement à des versants compressés, orientés vers le satellite lors de l'acquisition. Lors d'un passage descendant du satellite comme c'est le cas ici, cela correspond aux versants orientés sur la moitié Est. Une échelle unique ne peut pas s'appliquer à l'ensemble d'une image en géométrie radar c'est pourquoi elle ne figure pas sur les images. Cependant pour information, la largeur totale de l'image représente environ une quinzaine de kilomètres.

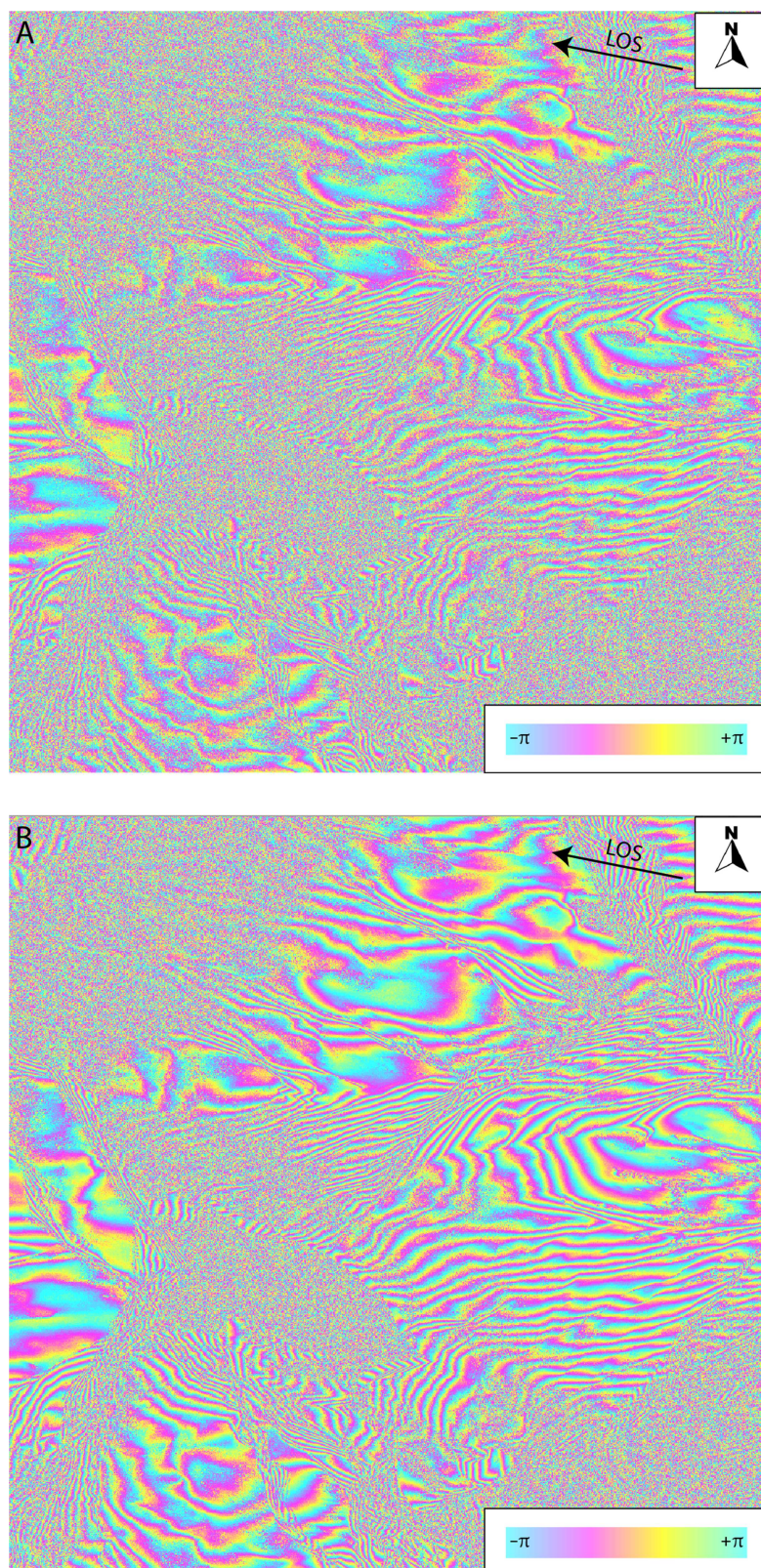


Figure 27 : Interférogrammes de la même zone que celle présentée sur la Figure 26, couple d'images SAR TerraSAR-X descendants : 01/08/2012 - 23/08/2012 ; $B_{\text{perp}}=32\text{m}$ (logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®). A : interférogramme non filtré ; B : interférogramme filtré.

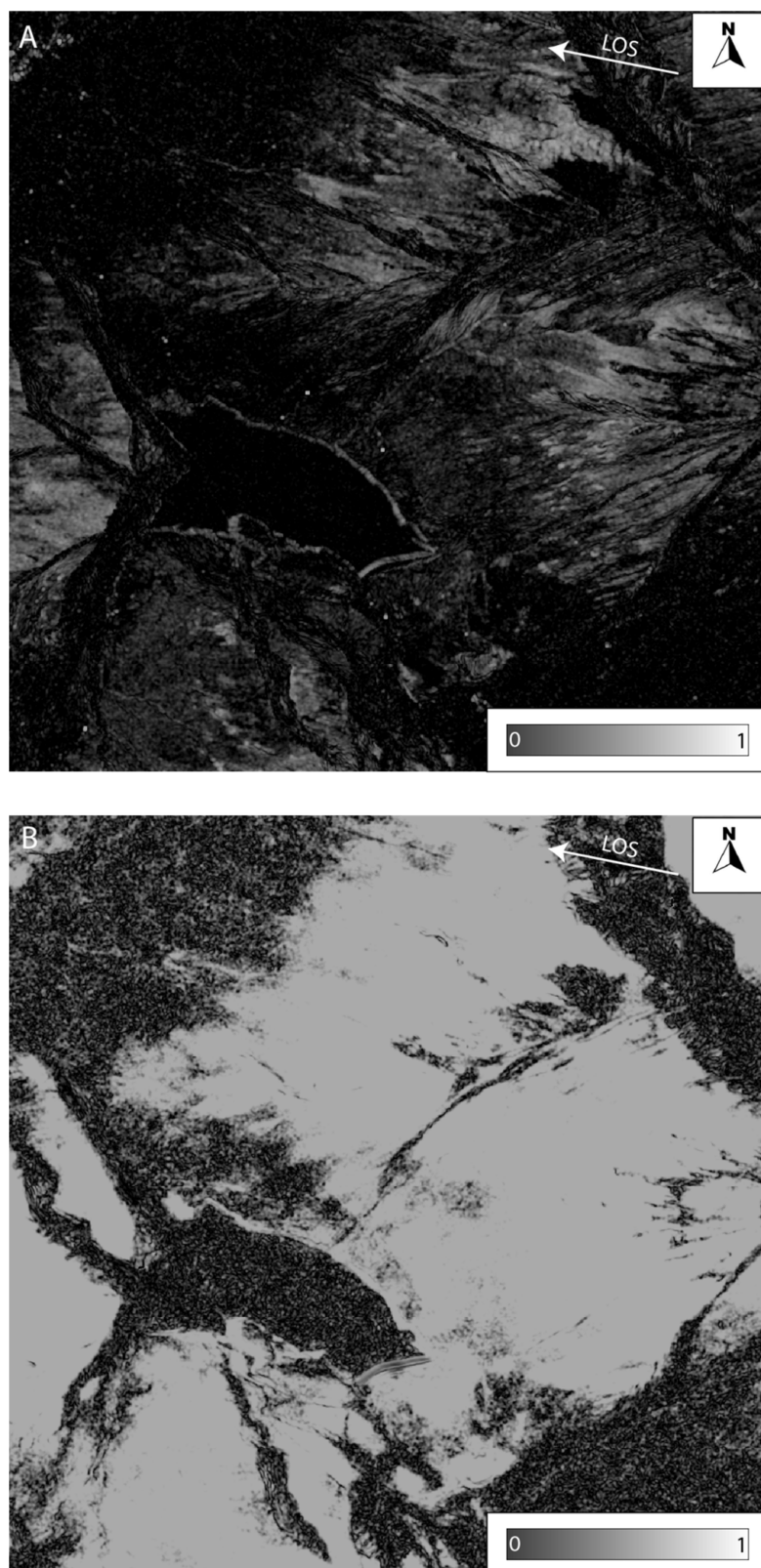


Figure 28 : Images de cohérence issues de l'interférogramme présenté dans la figure précédente. Les tons noirs indiquent une mauvaise cohérence entre les deux acquisitions (proche de 0) et les tons blancs une bonne cohérence (proche de 1). Logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®. A : image de cohérence non filtrée ; B : image de cohérence filtrée.

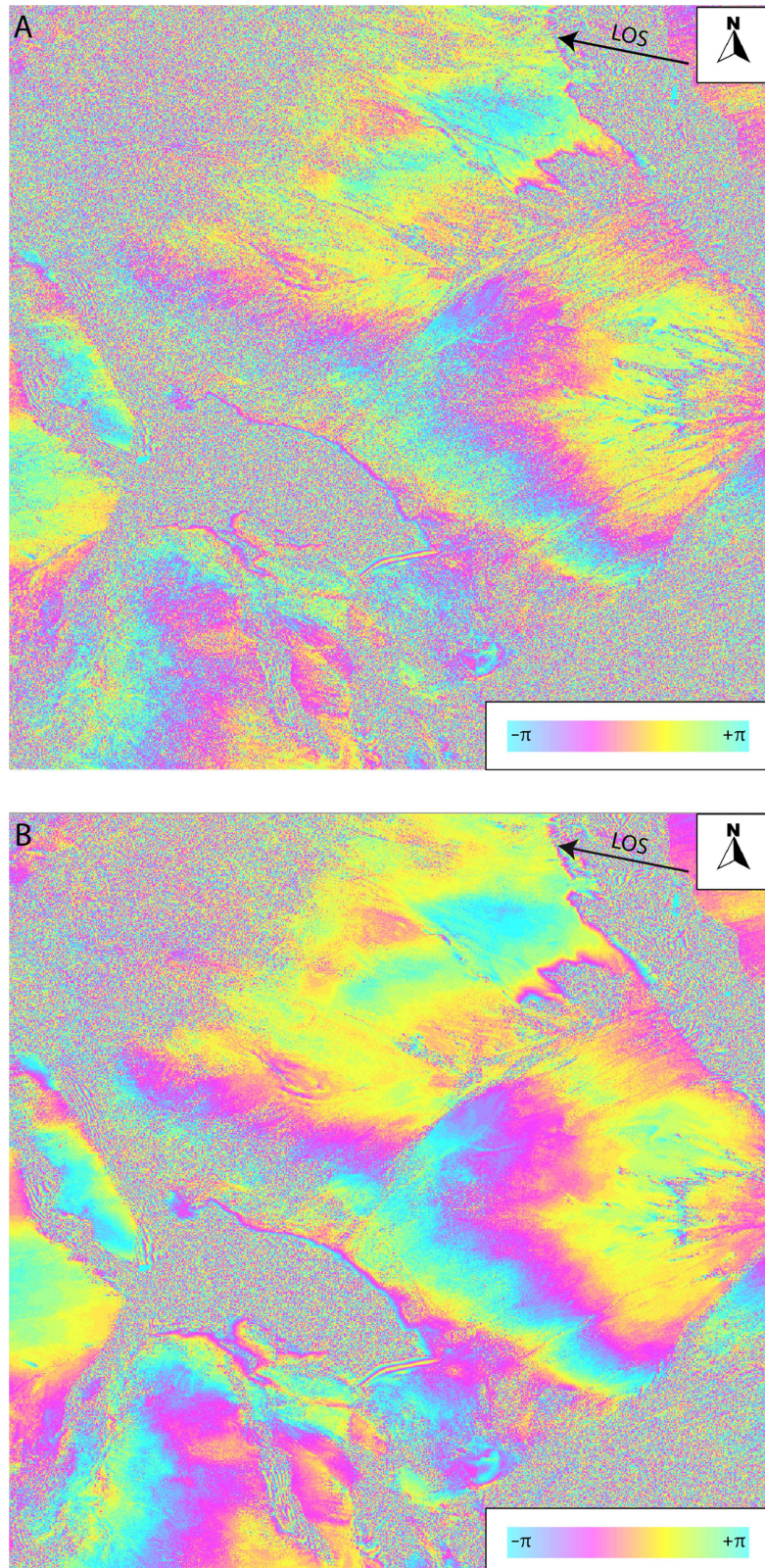


Figure 29 : Interférogrammes différentiels (D-InSAR) du même couple d'images. La contribution topographique a été soustraite de l'interférogramme. On peut malgré tout constater quelques franges topographiques résiduelles liées à la qualité du MNT utilisé. A : interférogramme non filtré ; B : interférogramme filtré (logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®).

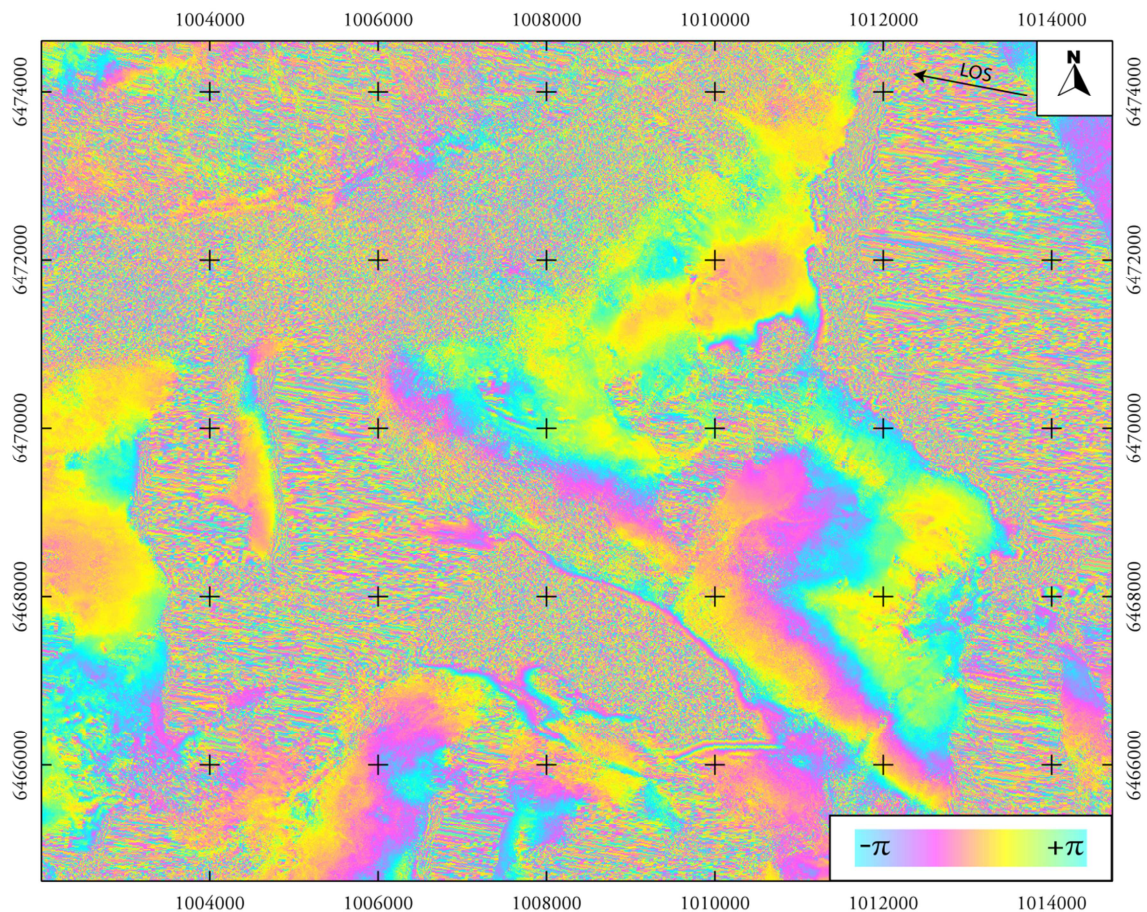


Figure 30 : Interférogrammes différentiels (D-InSAR) en géométrie sol et géoréférencé en Lambert 93 (unité en mètre) ; logiciel de traitement GAMMA®, logiciel de visualisation QGIS. La modification de la géométrie ne permet pas de représenter, dans un rectangle, exactement la même zone que les images précédentes qui sont en géométrie radar.

4.3 D-InSAR et glacier rocheux

4.3.1 Littérature et particularités

L'objectif est ici de présenter les études existantes et de distinguer à partir de celles-ci les caractéristiques propres à l'étude des glaciers rocheux par interférométrie radar différentielle.

Bien que l'interférométrie radar soit utilisée depuis plus de dix ans pour l'étude des mouvements de surface des glaciers rocheux, on ne trouve finalement que peu d'études sur le sujet. Il est possible de les diviser en deux catégories : i) les études ponctuelles sur quelques glaciers rocheux afin de quantifier leur mouvement et ii) les études zonales cherchant à créer des inventaires de mouvements de glaciers rocheux. Les premières études ont été réalisées par Rott et Siegler en 1999 dans les Alpes de l'Ötztal en Autriche, pour quantifier les mouvements de deux glaciers rocheux (Rott & Siegel 1999 puis par la suite Nagler *et al.* 2002). Au début des années 2000, Kenyi et Kaufmann ont approfondis ces travaux de quantification de mouvements, toujours dans les Alpes autrichiennes (Kenyi & Kaufmann 2000 ; Kenyi & Kaufmann 2001 ; Kenyi & Kaufmann 2003a ; Kenyi & Kaufmann 2003b). Durant la même période, la méthode D-InSAR est utilisée en Suisse pour obtenir des inventaires de mouvement de glaciers rocheux à l'échelle de la région du Fletschhorn (Strozzi *et al.* 2004) puis pour des inventaires de formes périglaciaires à l'échelle du Bas-Valais ainsi que pour détecter et suivre des formes déstabilisées ou anormalement rapides (Delaloye 2005 ; Delaloye *et al.* 2007a ; Delaloye *et al.* 2007b ; Delaloye *et al.* 2008 ; Delaloye, Strozzi, *et al.* 2010 ; Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013 ; Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013). Plus récemment et hors des Alpes, deux inventaires de mouvements de glaciers rocheux utilisant des données D-InSAR ont été réalisés, un dans la Sierra Nevada de Californie (Liu *et al.* 2013) ainsi qu'un second dans le massif du Tröllaskagi en Islande (Lilleøren *et al.* 2013). En France, un premier essai peu concluant a été réalisé en 2009, 2010 dans les Alpes françaises du Sud avec des données ERS datant des années 1990 (Barboux *et al.* 2009 ; Echelard 2010).

Au regard de ces études et de discussions durant la thèse avec certains des auteurs cités précédemment, il est possible de tirer quelques enseignements quant à la détection de mouvements de glaciers rocheux à partir d'interférogrammes :

- les glaciers rocheux alpins étant des formes géomorphologiques assez petites par rapport aux résolutions des pixels des interférogrammes, il est souvent difficile d'observer une ou plusieurs franges d'interférences complètes lors des analyses.

Souvent, la détection se limite à une fraction de frange ou à quelques pixels qui émergent d'un ensemble stable sans motif de frange net (figure 31) ;

- en conséquence, il est très souvent délicat de dérouler les franges en utilisant des algorithmes automatiques et donc d'obtenir des données de mouvements quantifiées dans la ligne de visée du satellite. En revanche il est possible de dérouler manuellement les franges le long d'un profil et ainsi quantifier le mouvement le long de celui-ci (Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013) ;
- les mouvements des glaciers rocheux sont parfois trop désordonnés (voir section 4.2.1, p55, sur la cohérence interférométrique) et sont donc décorrélés sur les interférogrammes bien que potentiellement détectables en termes de vitesses de déplacement ;
- lors de l'analyse d'interférogrammes en vue d'un inventaire de glaciers rocheux, il est souhaitable que deux personnes effectuent le travail afin de comparer les résultats. Cela a pour but d'omettre le moins possible de détections et de ne pas non plus ajouter de détections non clairement fondées.

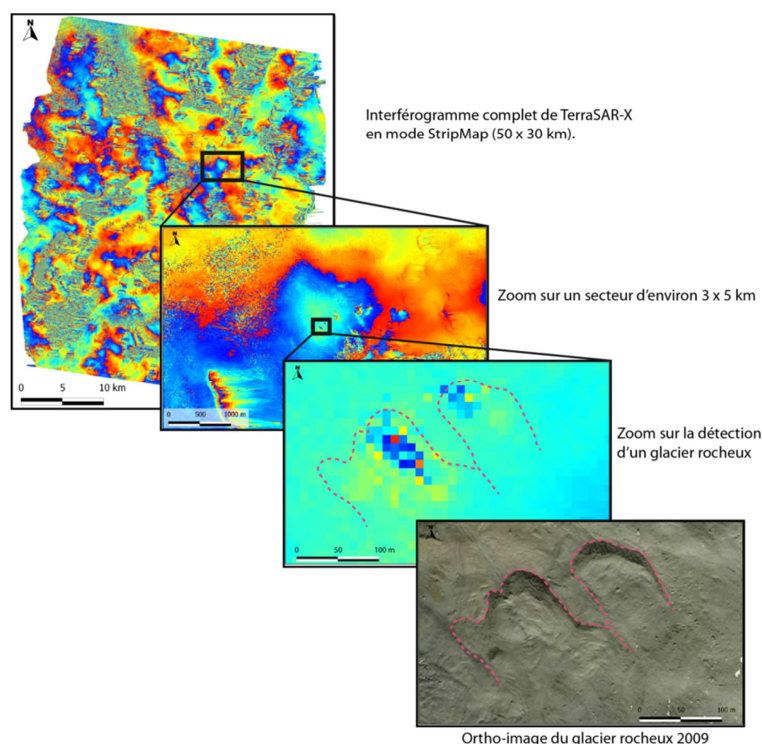


Figure 31 : Illustration du petit nombre de pixels que les glaciers rocheux détectés peuvent représenter sur les interférogrammes. L'exemple expose volontairement un glacier rocheux de petite taille afin d'illustrer la difficulté qu'il existe parfois à percevoir et interpréter les mouvements/déformations détectés sur les interférogrammes. Les traits-tillés délimitent le front du glacier rocheux. Interférogramme TSX du 08/01/2012-08/12/2012 (11 jours) en mode descendant.

4.3.2 Comment analyser les données ?

L'analyse visuelle pour la détection et l'évaluation de l'ordre de grandeur de déplacement des glaciers rocheux

Lors de l'analyse visuelle des interférogrammes, nous portons notre attention sur trois types d'informations interprétables sur les glaciers rocheux qui sont expliquées ci-dessous et illustrées sur la figure 32. Ces trois types d'informations sont :

- la présence d'une variation de phase sur le glacier rocheux avec un motif de frange d'interférence et une cohérence élevée qui signifie une détection de mouvements éventuellement quantifiable selon les cas (figure 32, zone A);
- l'absence de variation de phase sur le glacier rocheux qui signifie que l'on ne détecte pas de mouvements à ce pas de temps (figure 32, zone B) ;
- enfin, la présence de variations de phases aléatoires sur le glacier rocheux couplées à une cohérence basse (décorrélation) qui signifie la détection d'un mouvement plus rapide que les possibilités de l'interférogramme (demi-longueur d'onde/pas de temps), une déformation trop désordonnée dans la ligne de visée du satellite ou une erreur liée par exemple à un résidu de neige (figure 32, zone C). S'il est possible de s'assurer que la décorrélation n'est pas liée à un artefact, alors cette information est tout de même utilisable dans le cas d'un inventaire. En effet, même si la vitesse ne peut pas raisonnablement être évaluée, cela permet tout de même de savoir que le glacier rocheux est actif.

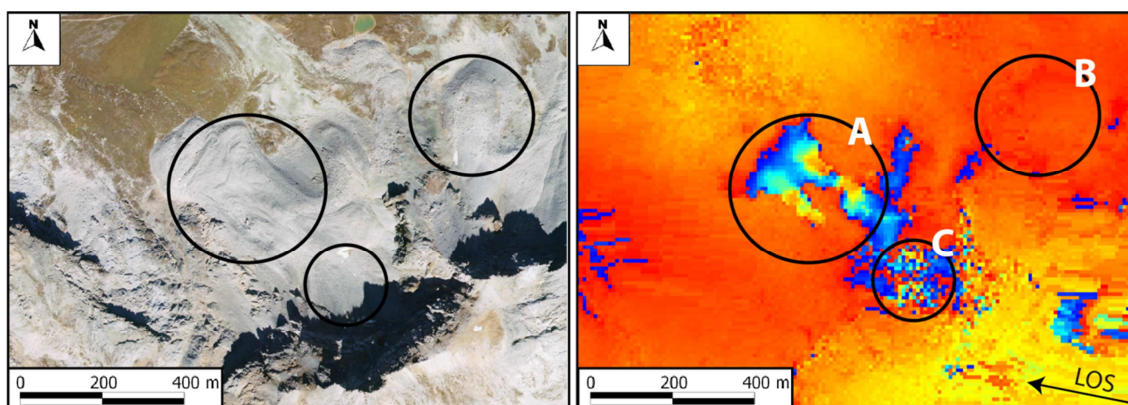


Figure 32 : Illustration des différents types d'informations utilisés sur les interférogrammes. Les lettres se réfèrent aux explications fournies dans le paragraphe précédent. Glacier rocheux nord-ouest de la pointe de la Vallaisonnay ; à gauche : ortho-image de 2006 ; à droite : interférogramme à 11 jours de la même zone provenant de données TerraSAR-X de 2013. LOS : Line Of Sight : ligne de visée du satellite (sur le plan horizontal).

Méthode de quantification de mouvement adaptée aux glaciers rocheux

Dans ce travail, nous avons utilisé une autre méthode permettant de quantifier le mouvement le long d'un profil. Celle-ci a été proposée par Barboux *et al.* (2012), pour pallier aux difficultés que rencontrent les algorithmes automatiques sur de petites formes comme les glaciers rocheux (Barboux *et al.* 2012 ; Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013 ; Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013).

Cette méthode consiste à extraire les valeurs de phases de chaque pixel le long d'un (ou plusieurs) profil défini sur le glacier rocheux et généralement orienté pour partie dans l'axe principal de fluage du glacier rocheux. Au préalable, il faut s'assurer que les valeurs de cohérence le long du profil choisi sont suffisamment hautes ($>0,5$) pour que la quantification soit pertinente. Si c'est le cas, les valeurs de phase sont ensuite déroulées puis quantifiées manuellement. L'ensemble des valeurs de déplacement du profil est ensuite calibré à partir de points de mesures GPS existant le long du profil ou d'un segment du profil supposé sans mouvement. Bien que les résultats ne soient pas spatialisés à l'échelle de la forme, cette alternative permet tout de même d'obtenir des valeurs de déplacement quantifiées là où les méthodes automatiques fonctionnent mal. Dans le travail de Barboux *et al.*, les profils ainsi réalisés sur des glaciers rocheux en Valais ont été comparés à de nombreux points de mesures GPS disséminés le long des profils. Les résultats montrent une bonne concordance entre mesures D-InSAR et GPS pour des données TerraSAR-X à 11 jours d'intervalle. Les différences de mesures enregistrées entre D-InSAR et GPS sont très majoritairement comprises entre 0 et 0,5cm avec une augmentation des dispersions corrélée à l'augmentation des valeurs de déplacement entre deux pixels (Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013).

Dans notre cas, nous disposons de peu de données GPS utilisable pour ces traitements et nous avons donc utilisé la solution qui consiste à utiliser un segment du profil jugé fixe en-dehors du glacier rocheux afin de calibrer les valeurs de déplacement. C'est également ce segment qui nous a permis de calculer une erreur standard. Les résultats seront présentés dans la section 8.2.4 de ce manuscrit (p140).

Chapitre 5 - Données utilisées et traitement

5.1 Les données radar

La totalité des données radar utilisées ont été acquises par des capteurs embarqués à bord de satellites. Il s'agit dans cette section d'exposer les caractéristiques de ceux qui ont été choisis (ERS-1 & 2 et TerraSAR-X), d'expliquer pourquoi ils l'ont été et enfin de présenter les logiciels utilisés pour le traitement des images SAR.

5.1.1 Satellites ERS

Une première étude a été réalisée utilisant des images radar provenant des satellites ERS-1 et ERS-2. C'est avec leur lancement durant la décennie de 1990 que les premières applications InSAR et D-InSAR ont réellement débuté. Issu d'un programme de l'ESA (European Space Agency), ils étaient équipés, entre autres, de radar à synthèse d'ouverture en bande C. Les caractéristiques techniques de ces satellites figurent dans le tableau 2.

Caractéristiques	Satellites ERS
Bande	C
Longueur d'onde	5,6 cm
Taille de l'antenne	10 m × 1 m
Angle d'incidence	23°
Fauchée	100 km
Résolution au sol	25 m
Altitude	782 km
Cycle (selon les périodes)	3 jours, 35 jours ou 176 jours
Répétitivité minimale en mode Tandem	1 jour
Date de lancement	17/07/1991 ERS-1 20/04/1995 ERS-2
Date de fin des émissions	10/03/2000 ERS-1 04/07/2011 ERS-2

Tableau 2 : Caractéristiques techniques des satellites ERS (Maître 2001).

Plusieurs facteurs ont motivé le choix de l'utilisation de données provenant des satellites ERS. D'abord, la possibilité d'utiliser quasiment 10 années consécutives d'archives²⁴ dont cinq ans en tandem permettant une répétitivité de passage d'un jour acquises au-dessus des Alpes françaises est une base de données très riche. De plus, sur ces 10 années exploitables, plusieurs phases d'acquisitions se sont succédées faisant varier les répétitivités de passage des satellites (1 jour en mode tandem, 3 jours ou 35 jours, voir tableau 2). Ensuite, ce choix s'est basé sur des études menées précédemment dans d'autres pays sur le même thème avec succès et utilisant principalement des images ERS. Ce qui est notamment le cas en Suisse où un recensement des mouvements situés sur des versants en zone périglaciaire a été réalisé dans le secteur du Bas-Valais (voir par exemple Delaloye *et al.* 2007a ; Delaloye *et al.* 2007b et se référer à la section 4.3.1). Enfin, la gratuité des images, si le projet est accepté par l'ESA, est un facteur non négligeable.

5.1.2 Satellite TerraSAR-X

Dans un second temps, nous avons utilisé des données provenant du satellite allemand TerraSAR-X, souvent abrégé TSX. Construit en partenariat entre l'agence spatiale allemande, le DLR²⁵ et EADS Astrium, il a été mis en orbite en juin 2007. Il fournit les données SAR satellitaires les plus performantes en 2014 (satellite civil). Son capteur SAR opère en bande X et peut faire varier la taille de la fauchée et la résolution des images permettant ainsi de proposer aux utilisateurs différents modes d'acquisitions. Le plus fin d'entre-eux, le mode *HighResolution Spotlight*, procure des images radar avec une résolution spatiale métrique. Les données orbitales sont également mieux calculées qu'à l'époque des satellites ERS et les « *baselines* » perpendiculaires sont généralement plus petites. Nous verrons dans la troisième partie de la thèse que pour ce qui est des « *baseline* », cela n'est pas toujours le cas.

Les tableaux 3 et 4 (page suivante) présentent respectivement, les caractéristiques techniques générales du satellite TSX, et les différents modes d'acquisitions possibles.

²⁴ Bien que les satellites ERS aient acquis des données de 1991 à 2011, nous verrons au chapitre 7 qu'à partir de 1999 les données acquises ne sont plus exploitables pour de l'interférométrie radar différentielle en raison d'appareils défectueux.

²⁵ Deutsches zentrum für Luft- und Raumfahrt.

Caractéristiques	Satellites TerraSAR-X
Bande	X
Longueur d'onde	3,1 cm
Taille de l'antenne	4,78 m × 0,7 m
Angle d'incidence	20° à 55°
Fauchée	5 km à 200 km
Résolution au sol	1 m à 35 m
Altitude	514 km
Cycle (selon les périodes)	11 jours
Date de lancement	15/06/2007

Tableau 3 : Caractéristiques techniques du satellite TerraSAR-X.

Mode d'acquisition	Taille standard des images (km)	Résolution en azimuth (m)
Staring SpotLight	4 x 3,7**	Jusqu'à 0,25
HighResolution SpotLight	10 x 5	1
SpotLight	10 x 10	2
StripMap	30 x 50*	3
ScanSAR	100 x 150*	18,5
Wide ScanSAR	Jusqu'à 270 x 200**	40

Tableau 4 : Les différents modes d'acquisitions de TerraSAR-X (ASTRIUM 2013). *Les longueurs des scènes peuvent s'étendre jusqu'à 1500 km. **L'angle d'incidence du capteur pouvant varier, la taille des images peut varier en fonction de celui-ci.

En travaillant avec des images TSX, l'idée est d'obtenir des données radar mieux résolues que celles des satellites ERS tout en gardant une échelle spatiale permettant des analyses sur l'ensemble d'un massif. Il nous a donc paru judicieux de choisir le mode d'acquisition *StripMap* qui semblait être celui présentant le meilleur compromis entre couverture spatiale et résolution pour ce qui concerne nos travaux (voir tableau 4).

Ainsi, en hiver 2012, nous avons soumis un projet au DLR pour l'acquisition d'une série d'images envisagées pour l'été de la même année. Le projet LAN_1426 a été accepté et nous a permis d'acquérir 20 images en mode *StripMap*. Contrairement aux archives ERS, les acquisitions TerraSAR-X sont payantes mais à des prix très allégés pour les projets scientifiques acceptés par le DLR. A savoir, environ 200€ par nouvelle acquisition *StripMap* contre 3750€ pour une acquisition commerciale standard.

5.1.3 Logiciels utilisés pour les traitements d'images

Au début de la thèse, il était question d'essayer et de comparer deux logiciels de traitements d'images radar :

- ROI_PAC²⁶, un logiciel libre développé depuis les années 2000 par le Jet Propulsion Laboratory (JPL) et le California Institute of Technology (CalTech) au Etats-Unis,
- et GAMMA®, logiciel commercial développé par la société Suisse Gamma Remote Sensing.

Après quelques essais sur le logiciel ROI_PAC, je me suis rapidement rendu compte qu'il était assez complexe d'utilisation et que la documentation officielle sur le logiciel était insuffisante pour une prise en main dans un temps raisonnable. Le logiciel commercial de la société GAMMA Remote Sensing ® venant d'être acquis par le laboratoire GIPSA-lab, j'ai préféré me former à ce logiciel dont l'utilisation semble plus simple et la documentation plus complète. De plus, j'ai pu bénéficier d'une formation de quelques jours sur le logiciel dispensée par la société GAMMA Remote Sensing²⁷.

Enfin, nous avons constaté que les premières études menées en Suisse sur la détection de mouvements de glaciers rocheux par D-InSAR utilisant le logiciel GAMMA® donnaient de bons résultats (voir par exemple Strozzi *et al.* 2004 ; Delaloye *et al.* 2007b) alors que les premiers essais en France avec ROI_PAC n'étaient pas très concluants (Barboux *et al.* 2009 ; Echelard 2010)²⁸. Finalement, tous les traitements SAR et D-InSAR ont été exécutés avec GAMMA®.

5.2 Les données utilisées lors des analyses

Afin d'évaluer correctement les données de mouvements provenant des interférogrammes, l'analyse a été réalisée dans un système d'information géographique (SIG) à l'aide de données géographiques et topographiques. Cela s'avère nécessaire pour définir de quels modelés géomorphologiques les mouvements sont issus et s'ils sont réels ou liés à d'autres facteurs non liés à de la déformation. Nous présentons dans

²⁶ Repeat Orbit Interferometry PACkage

²⁷ Il semble qu'il y ait également des formations pour le logiciel ROI_PAC mais elles se déroulent au Etats-Unis.

²⁸ Finalement il semblerait que ces mauvais résultats soient plus liés à un problème de MNT que de logiciel.

les sections qui suivent les différents types de données qui ont été utilisées ainsi que les logiciels SIG utilisés.

5.2.1 Données topographiques

De multiples données topographiques ont été utilisées tout au long du travail, que ce soit pour le traitement des images radar (voir chapitre 4) ou pour l'analyse des résultats. Les données brutes nous ont été fournies par l'institut national de l'information géographique et forestière (IGN) et les modèles numériques dérivés créés par nos soins avec les modules des logiciels SIG (pente, orientation, etc.).

Modèle numérique de terrain

Grâce à l'IGN, nous avons pu utiliser le Modèle numérique de terrain civil le mieux résolu à l'échelle de la France métropolitaine. Il s'agit de la BD ALTI® à 25 mètres de résolution pour une précision altitudinale variant de 2,5 mètres à plus de 6 mètres selon les secteurs des Alpes (figure 33).

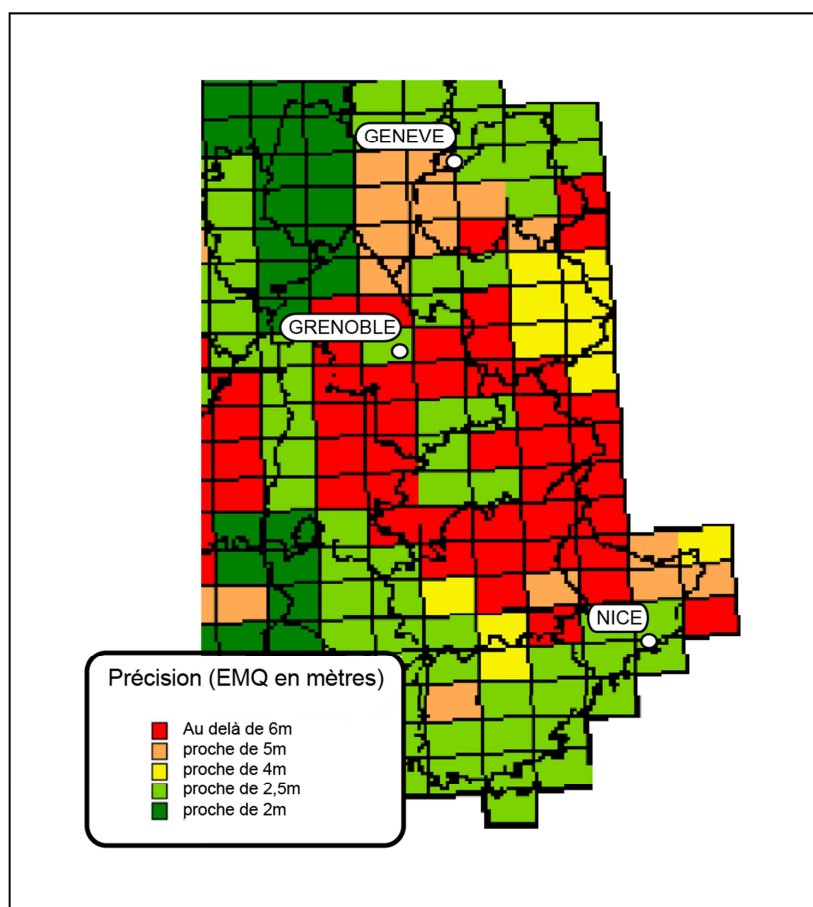


Figure 33 : Précision altitudinale attendue de la BD ALTI de l'IGN par secteur dans les Alpes françaises ; EMQ : erreur moyenne quadratique appelée erreur standard (Tirée de IGN 2011a).

On voit sur la figure précédente que la précision altitudinale dans les Alpes n'est globalement pas très bonne dans les zones les plus escarpées (précision supérieure à 4 mètres) alors que les feuillets les plus précis (proche de 2,5 mètres) sont souvent localisés dans les zones de large vallée ou de plaine comme par exemple la vallée de Chambéry, l'ensemble cuvette Grenobloise / vallée du Grésivaudan ou le Gapençais. Quand il s'agira d'estimer l'étagement des formes détectées ou lors de la réalisation de modèle numérique dérivés cela n'aura qu'une faible importance. En revanche, pour la création des interférogrammes la qualité du MNT est un critère central (voir 4.2). Nous avons vu par l'intermédiaire du travail de Walter et Busch (Walter & Busch 2012) que la précision altitudinale du MNT utilisé dans les traitements D-InSAR avait un impact fort sur les erreurs résiduelles de déplacement vertical. Sans avoir réellement estimé l'impact que la précision altitudinale du MNT a sur l'ensemble des interférogrammes générés à partir d'images ERS, il est clair que les erreurs résiduelles liées à la soustraction des franges topographiques ne seront pas homogènes au sein des interférogrammes. Malgré tout, nous verrons que nous avons choisi des « *baselines* » perpendiculaires suffisamment courte pour essayer de limiter les erreurs résiduelles de déplacement vertical. Nous ne pouvons cependant pas quantifier une erreur maximale car l'échelle de précision altitudinale de l'IGN est une échelle ouverte (figure 33, en rouge précision annoncée au-delà de 6 mètres sans plus de précision).

Modèles numériques dérivés

En utilisant le même MNT de la BD ALTI® à 25 mètres, nous avons créé des modèles numériques dérivés, à l'aide des logiciels de SIG, utiles pour l'analyse et la compréhension des résultats :

- modèle numérique de l'orientation, il permet comme son nom l'indique d'obtenir l'orientation principale de chaque pixel et donc celle d'un glacier rocheux ;
- modèle numérique de la pente, il donne une valeur approximative de la pente pour chaque pixel ;
- modèle numérique de la radiation solaire potentiellement reçue. Pour chaque pixel est calculé une valeur de la radiation solaire potentiellement reçue en W/m^2 , en fonction du taux d'ensoleillement, de la latitude, du relief et de la nébulosité. Bien que très approximatif (les facteurs influençant la radiation solaire étant très nombreux), ce MNT peut donner une idée des conditions microclimatiques pouvant agir dans les espaces proches des glaciers rocheux.

Cartes topographiques

Les cartes topographiques SCAN 25° de l'IGN, au 1:25 000 avec une équidistance des courbes de niveaux de 10 mètres, sont également très utiles pendant l'analyse des interférogrammes puisqu'elles permettent rapidement de connaître l'altitude et les caractéristiques des lieux alentours. Elles servent également pour quelques secteurs parfois situés dans l'ombre ou sous des nuages sur les ortho-images.

Nous avons par moments alterné l'utilisation des cartes topographiques SCAN 25° avec celle des SCAN 25 EDR°. Les SCAN 25 EDR° étant issus des cartes topographiques au 1 : 25 000 standard mais en noir et blanc et sans les informations touristiques qui peuvent parfois trop encombrer certains secteurs des cartes.

5.2.2 Ortho-images

Déjà évoquées dans la section 3.1.3 (p42), les ortho-images sont des images géométriquement rectifiées de sorte que chaque pixel soit comme à la verticale de la zone qu'il représenterait sur une carte plane à la même échelle. Il est donc possible à partir de ces données de mesurer, par exemple, des distances et des surfaces puisque l'image n'est pas déformée par le capteur d'acquisition.

A l'heure actuelle, l'IGN propose des ortho-images (BD ORTHO°) de 50 centimètres de résolution pour une précision planimétrique comprise entre 0,8 à 2,3 mètres selon les secteurs des Alpes françaises (figure 34). Les dates d'acquisition sont également variables selon les secteurs et s'échelonnent, pour les plus récentes, entre 2009 et 2012 selon les départements. Dans ce travail nous avons utilisé les ortho-images disponibles au début du travail et effectué par la suite quelques mises à jour. La liste des dates figure dans le tableau 5.

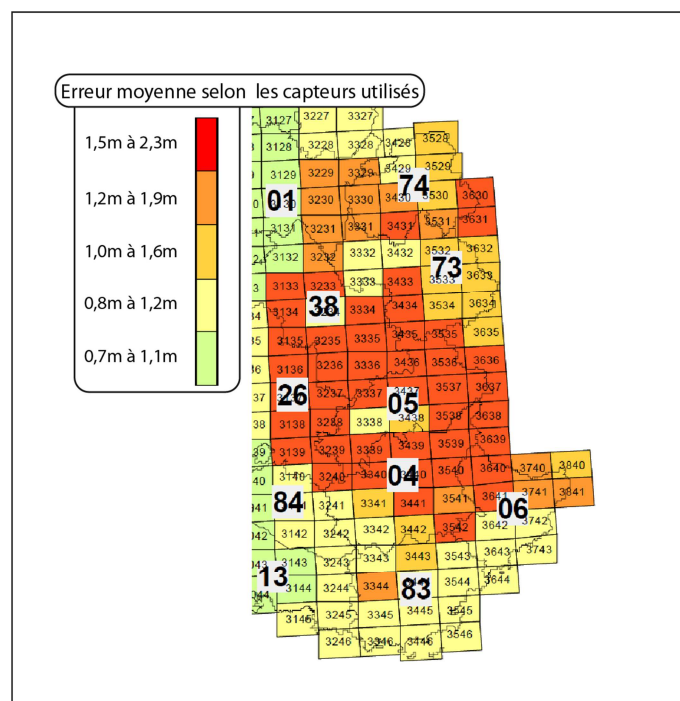


Figure 34 : Erreur planimétrique moyenne des ortho-images de la BD ORTHO® après orthorectification selon les secteurs des Alpes ; écart entre les coordonnées mesurées sur l'image et les coordonnées terrain (mesures réalisées par l'IGN) ; les numéros se réfèrent aux départements (IGN 2011b).

Départements	Dates des ortho-images utilisées de la BD ORTHO®
Alpes-de-Haute-Provence (04)	2009
Hautes-Alpes (05)	2003
Alpes-Maritimes (06)	2004, 2009
Isère (38)	2009
Savoie (73)	2006, 2009
Haute-Savoie (74)	2008

Tableau 5 : Dates des ortho-images utilisées par départements (IGN 2011b).

Les ortho-images sont des données très utiles lors de l'analyse des interférogammes mais également pour les études géomorphologiques que nous avons menées. La précision et le bon géoréférencement de ces données permettent d'analyser finement les aspects des glaciers rocheux et des alentours (sillons, bourrelets, présence de végétation, lacs thermokarstiques etc.). Elles sont également d'excellentes bases pour la réalisation de cartographies géomorphologiques s'il n'est pas possible de se rendre sur le terrain. L'IGN tolère une présence de 5% de nébulosité sur les dalles d'ortho-images. Mais en réalité, beaucoup de dalles sont entièrement vierges de nuages. Dans les cas où certains

secteurs sont sous les nuages, il est possible de se reporter à une ortho-image d'une autre date ou à la carte topographique.

5.2.3 Logiciels SIG utilisés

Le logiciel libre de SIG Quantum (QGIS) a été choisi pour la plupart des calculs et analyses réalisés²⁹. Ce logiciel offre toutes les fonctionnalités standards requises pour une utilisation aussi bien en SIG raster que vecteur. Il présente également les intérêts suivant :

- il est gratuit et régulièrement mis à jour,
- étant open source, il est possible de créer de nouvelles fonctionnalités et d'implémenter de nouvelles sémiologies graphiques,
- il lit la grande majorité des formats SIG raster et vecteur existants sans passer par un format intermédiaire³⁰.

Très occasionnellement, les logiciels ArcGIS® et Envi® ont été utilisés pour des transformations de formats.

5.3 Données sur l'activité des glaciers rocheux

Afin d'évaluer la qualité de nos résultats D-InSAR, nous avons utilisé deux autres types de données de déplacement des glaciers rocheux : i) des mesures GPS et ii) des données issus d'inventaires de glaciers rocheux (Monnier 2006 ; Echelard 2010). Pour les mesures GPS, il s'agissait d'obtenir des données de déplacement quantifiées, de précision centimétrique ou inférieure, pour les comparer aux données D-InSAR afin de suivre des sites dignes d'intérêts. Nous avons également combiné les données issues des inventaires avec celles D-InSAR afin de mettre à jour les données concernant l'activité des glaciers rocheux. En effet, la plupart des inventaires de glaciers rocheux des Alpes françaises fondent leurs données d'activité (généralement actif, inactif ou fossile voir 2.2.2) uniquement sur des indices et critères géomorphologiques visuels, à partir d'ortho-images ou de cartographies de terrain. Combiner cela avec les données de mouvements obtenues par D-InSAR permet de valider ou de corriger le degré d'activité proposé dans ces inventaires. Les sections suivantes présentent les données acquises et/ou utilisées.

²⁹ Après le traitement D-InSAR réalisé avec le logiciel GAMMA®.

³⁰ Contrairement à beaucoup de logiciel SIG commerciaux qui ne lisent pas toujours les formats d'autres logiciels concurrents (.tab, .shp).

5.3.1 Acquisition de mesures par GPS continu

Nous avons eu à disposition 5 GPS du parc national de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) durant l'été et l'automne 2012. Ils ont été spités dans des blocs sur des glaciers rocheux détectés par D-InSAR et ont recueilli des mesures de positionnement toutes les heures. Ces mesures ont été réalisées en même temps que les acquisitions des données de TerraSAR-X au-dessus de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise entre le 5 juillet 2012 et le 5 octobre 2012 (voir 5.1.2 pour plus d'informations sur le satellite et 6.1.2 pour le site d'étude). Nous avons donc évidemment équipé des sites couverts par les acquisitions satellitaires. L'installation devant être autonome en termes d'énergie durant tout le temps des mesures, nous avons, classiquement, opté pour une alimentation via panneau solaire. Le système est composé de plusieurs éléments présentés dans la figure qui suit (figure 35).

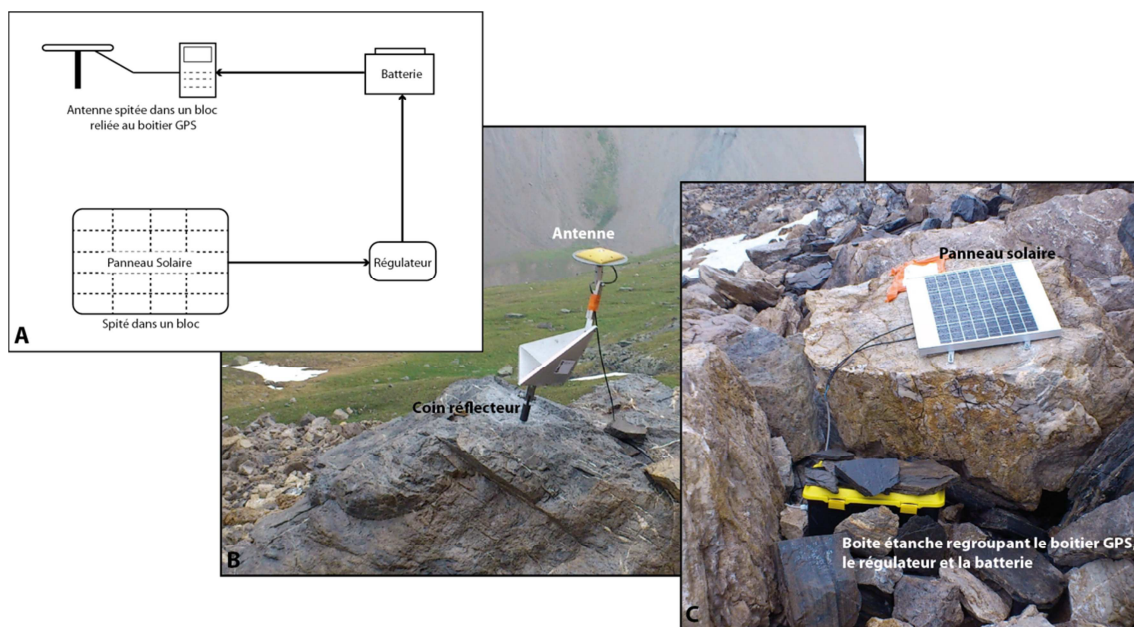


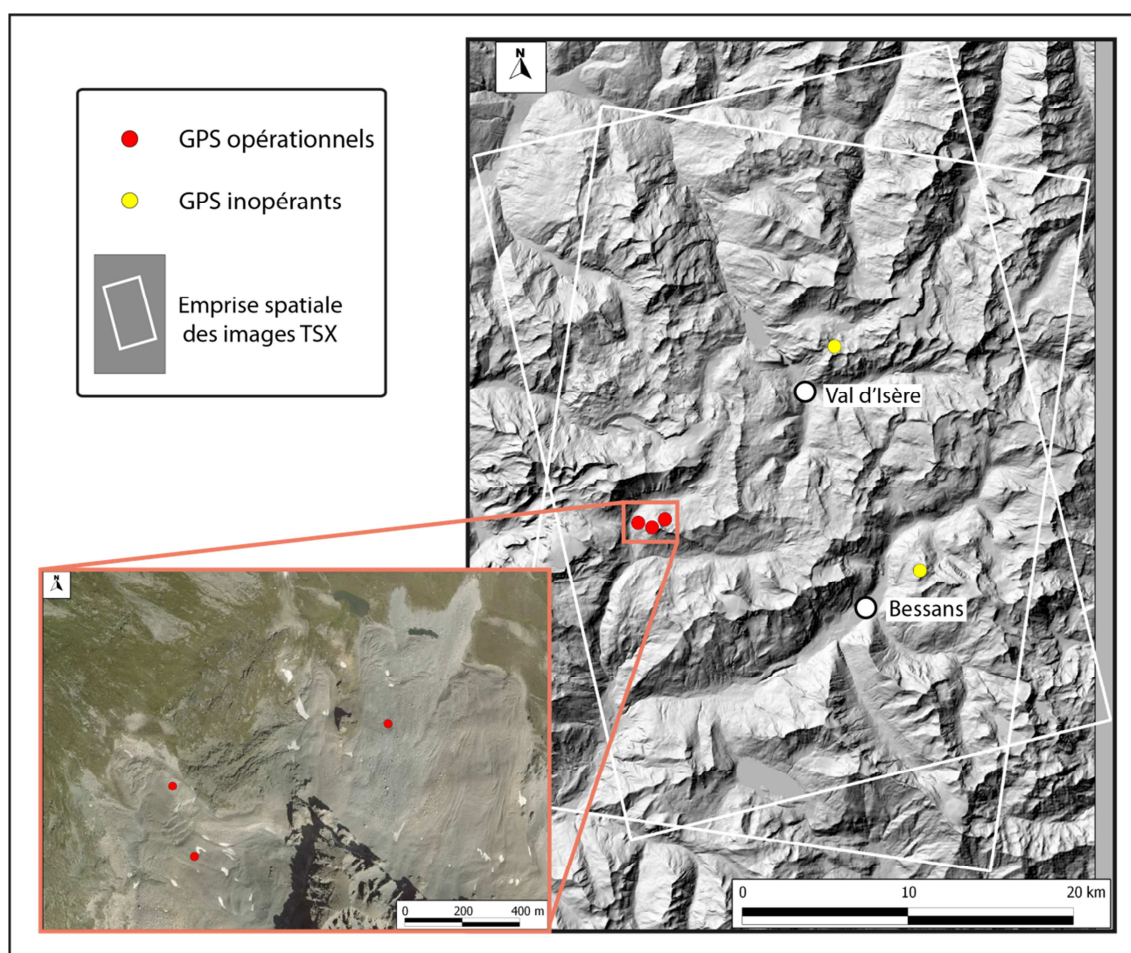
Figure 35 : Schéma des différents éléments qui composent l'installation des GPS continus utilisés sur les glaciers rocheux. A : schéma théorique, B : installation de l'antenne sur un bloc, C : sur le terrain le régulateur, la batterie et le boîtier GPS sont abrités des précipitations dans le grand coffret en plastique posé au pied du bloc sur lequel se trouve le panneau solaire.

Sur les 5 installations posées, 2 n'ont pas fonctionné. A priori, les régulateurs de ces installations étaient défectueux. Par chance, les 3 autres (fonctionnels) étaient placés sur nos sites d'études principaux : les glaciers rocheux nord-ouest et nord-est des pointes de Pierre Brune³¹ (figure 36). En revanche les 2 installations défectueuses devaient normalement servir à spatialiser les mesures au sein des images TerraSAR-X.

³¹ Ces sites seront détaillés dans la section 6.4.

Les données brutes, récupérées avant les premières neiges d'automne 2012, ont été traitées par Andrea Walpersdorf du laboratoire ISTERRE avec le logiciel GAMIT. La précision obtenue est millimétrique dans les trois dimensions.

Parallèlement à cette instrumentation, nous pensions également utiliser les données de déplacement provenant du réseau de mesures PERMAFRANCE, dont les 5 sites s'étalent du nord au sud des Alpes françaises, comprenant entre autre le glacier rocheux du Laurichard pour lequel il existe une série de mesures de plus de 20 ans. Cependant, après la première étude utilisant les images d'archives des satellites ERS, nous nous sommes rendu compte que ces sites n'étaient malheureusement pas détectables sur les interférogrammes (zone d'ombre, mauvaise orientation).



5.3.2 Données d'inventaires de glaciers rocheux

Les données d'inventaires utilisées proviennent de deux sources principales : l'inventaire de Sébastien Monnier qui couvre la Haute vallée de l'Arc (Monnier 2006) et celui que j'ai réalisé durant mon travail de Master qui couvre le massif du Queyras (Echelard 2010). La figure 37 ci-dessous présente les zones des Alpes françaises couvertes par les inventaires évoqués.

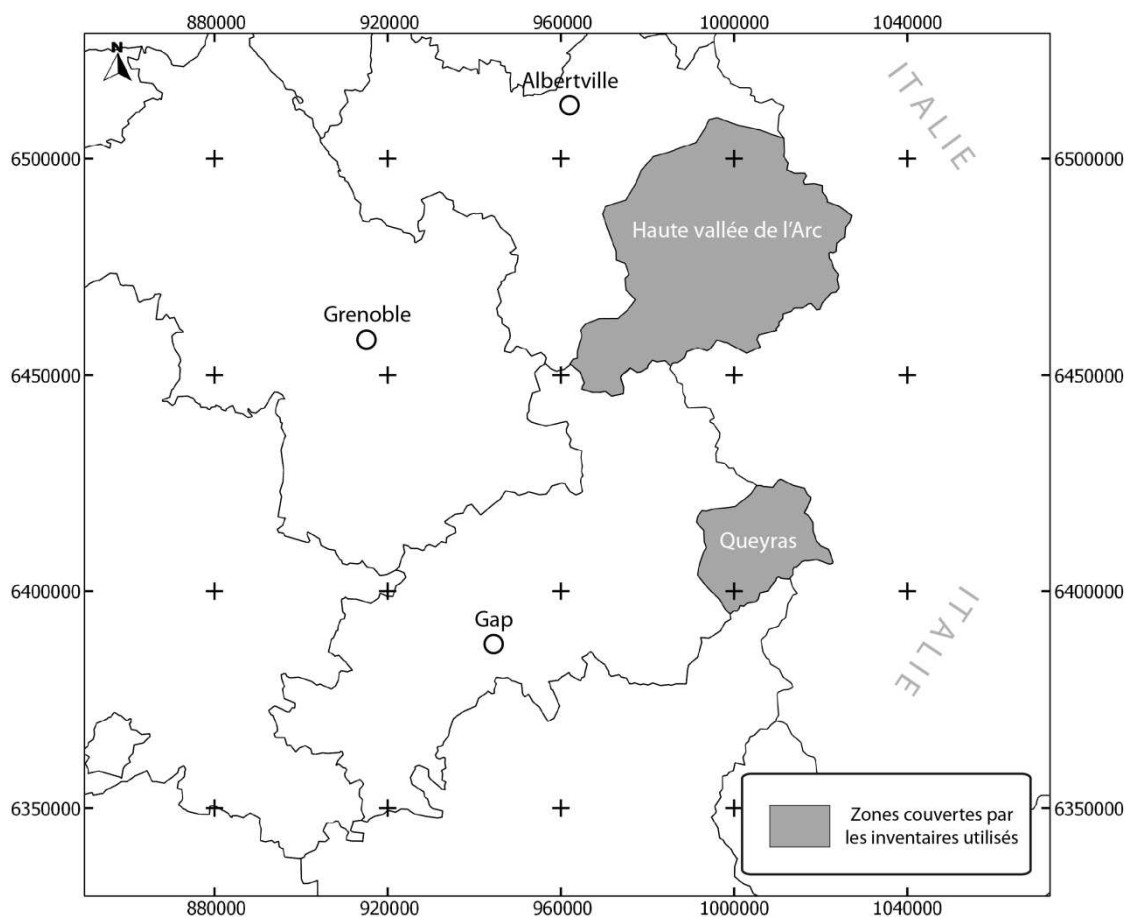


Figure 37 : Couverture spatiale des inventaires de glaciers rocheux utilisés dans les Alpes françaises. Projection : Lambert 93, unité un mètre (50 km entre deux graduations).

L'inventaire du Queyras

Réalisé par mes soins en 2010 lors de mon mémoire de Master, cet inventaire n'est pas exhaustif. Il est focalisé sur les formes actives et inactives. Les formes fossiles les plus évidentes ont été inventoriées mais n'ont clairement pas toutes été identifiées. L'inventaire contient 110 polygones dont 48 représentent 17 complexes de glaciers rocheux soit 79 glaciers rocheux (62 formes uniques + 17 formes complexes)

inventoriés dans le massif du Queyras. 57% d'entre eux ont été qualifiés d'actifs, 22% d'inactifs et 21% de fossiles pour une altitude moyenne des formes actives calculées de 2746m.

L'inventaire de la Vanoise

Pour pallier les erreurs potentielles lors de la caractérisation de l'activité des glaciers rocheux, certains inventaires utilisent la classification par « fraîcheur » (voir 2.2.2). C'est le cas de l'inventaire de la Vanoise que nous avons utilisé et qui a été réalisé par Sébastien Monnier en 2006 pour sa thèse. Il prend comme élément essentiel de l'identification des glaciers rocheux la présence de bourrelets et de sillons contrairement à notre étude qui n'en fait pas un critère essentiel. De plus, il utilise des catégories d'activités différentes des nôtres, à savoir : glaciers rocheux frais et glaciers rocheux dégradés. Ces derniers étant considérés comme l'équivalent des glaciers rocheux fossiles et les glaciers rocheux frais comme l'équivalent des formes actives ou inactives (Monnier 2006). Cet inventaire est très riche en information sur la géométrie des glaciers rocheux et sur leur environnement immédiat (lithologie, contexte géomorphologique, etc.). Pour plus d'informations, le lecteur pourra se reporter directement au travail de Sébastien Monnier. Pour le caractériser en quelques chiffres, on notera que cet inventaire comprend 157 glaciers rocheux dont 47% sont frais et 53% dégradés ; l'altitude moyenne des glaciers rocheux frais est de 2706m. Cependant, bien que très riche en information, nous verrons par la suite que les différences terminologiques et morphologiques évoquées précédemment donnent lieu à des différences de résultats significatives lors de la comparaison entre inventaires et résultats D-InSAR.

Finalement, on l'aura compris, c'est la variable d'activité qui nous intéresse principalement dans ces inventaires. Ce sont bien ces données qu'il sera possible de comparer avec les données D-InSAR en faisant une validation croisée des résultats, c'est-à-dire, vérifier à la fois si les résultats D-InSAR sont concordants en termes de nombres de détections de glaciers rocheux actifs mais également pour modifier les classes d'activités des glaciers rocheux si besoin. Souvenons-nous que les détections de mouvements dans les inventaires sont majoritairement basées sur des indices géomorphologiques visuels. La méthode D-InSAR apporte donc un complément d'information nouveau et pertinent pour discriminer la présence ou l'absence de mouvements sur un glacier rocheux.

Chapitre 6 - Secteurs d'études

Le champ d'étude de la détection de mouvements de glaciers rocheux par D-InSAR étant encore quasiment vierge en France, la question s'est alors posée du choix des massifs les plus pertinents à étudier. Pour ce qui est des satellites, nous l'avons vu, le choix s'est porté sur ERS et TSX. Nous verrons dans ce chapitre qu'une première étude à l'échelle des Alpes françaises a dans un premier temps été réalisée en utilisant des données ERS d'archives d'une résolution au sol de 25m. Les résultats de celle-ci ont ensuite permis de choisir une zone d'étude plus localisée, la Haute Maurienne / Haute Tarentaise pour une seconde étude plus fine avec des images TSX de 2012 d'une résolution au sol de 10m. Enfin, les résultats D-InSAR ayant permis de détecter un glacier rocheux potentiellement déstabilisé, le glacier rocheux de Pierre Brune, une étude géomorphologique et un suivi plus complets ont été réalisés sur ce site.

6.1 Une échelle multirégionale : les Alpes françaises

6.1.1 Présentation du secteur d'étude

Les Alpes françaises sont situées dans le quart sud-est de la France métropolitaine. Ses limites orientales sont définies par les frontières suisses et italiennes. Les Alpes françaises représentent la partie occidentale de l'arc alpin et se développent selon un axe nord-sud sur environ 400km de 43°40' à 46°25' de latitude nord, du lac Léman au nord jusqu'à la mer Méditerranée au sud. Elles couvrent environ 40 000 km² soit 7% de la France métropolitaine (valeurs calculées d'après les données IGN).

Les Alpes françaises sont subdivisées en deux unités géographiques, les Alpes du Nord et les Alpes du Sud, délimitées par une ligne passant par le sud du Vercors, le sud des Ecrins et le col du Lautaret (figure 38). Le sommet le plus emblématique des Alpes du Nord est bien sûr le mont Blanc qui avec ces 4810 mètres d'altitude est également le point culminant de l'ensemble des Alpes. Quant aux Alpes du Sud, elles sont dominées par la Barre des Ecrins, du haut de ces 4102 mètres d'altitude. Plus généralement, on peut noter que la plupart des massifs internes des Alpes françaises dépassent couramment les 3000 mètres tandis que ceux des Préalpes sont plus souvent considérés comme des massifs de moyenne montagne dont les altitudes des crêtes sont comprises entre 1500 et 2500 mètres d'altitude. La majorité des zones de pergélisol des Alpes françaises se localise par conséquent dans les massifs internes comme par exemple celui du Mont-Blanc (1), l'ensemble Vanoise/Haute Maurienne/Haute Tarentaise (2), le Briançonnais/Queyras (3) ou l'Ubaye (4) (figure 38).



Figure 38 : Localisation et délimitation géographique des Alpes françaises. Les numéros indiquent les massifs dans lesquels s'établissent la majorité des zones de pergélisol. 1 : massif du Mont-Blanc ; 2 : ensemble Vanoise/ Haute Maurienne/ Haute Tarentaise ; 3 : Briançonnais / Queyras ; 4 : Ubaye.

6.1.2 Pourquoi cette échelle ?

Notre champ d'étude étant encore quasiment vierge en France et la méthode D-InSAR utilisée et opérationnelle depuis plusieurs années dans d'autres pays, l'idée d'essayer de réaliser un inventaire des glaciers rocheux actifs par D-InSAR à l'échelle de la totalité des Alpes françaises a alors semblé pertinente. En effet, comme évoqué dans la section 5.3, la majorité des données sur l'activité des glaciers rocheux en France est obtenue par des indices géomorphologiques visuels. La méthode D-InSAR permettrait donc d'obtenir des données de mouvements provenant d'une autre source d'information.

Un second facteur a grandement favorisé cette étude à l'échelle des Alpes françaises : la possibilité d'obtenir assez simplement et gratuitement un grand nombre d'images SAR d'archives des satellites ERS-1 et ERS-2. Actuellement, et sous réserve de l'écriture d'un projet scientifique et de son acceptation, l'agence spatiale européenne (ESA) fournit gratuitement les images d'archives de ses satellites ERS. Nous avons donc proposé un projet en demandant une centaine d'images SAR et celui-ci a été accepté.

Pour ne sélectionner que les données acquises au-dessus des Alpes françaises au sein de la multitude de données d'archives SAR disponibles, nous avons utilisé le logiciel de l'ESA EOli (Earth Observation Link). Celui-ci permet, via internet, de consulter et visualiser les zones couvertes par les images d'archives puis de les commander. Ainsi, pour travailler sur l'ensemble des Alpes françaises, il a été nécessaire d'utiliser des données provenant de quatre orbites différentes, deux descendantes et deux ascendantes, elles-mêmes subdivisées en trois sections d'orbites. Ces paramètres seront plus amplement développés dans la section 7.1 qui traite des caractéristiques des interférogrammes générés avec les images ERS.

6.1.3 Quel objectif ?

L'objectif, peut-être un peu ambitieux, de cette étude multirégionale est d'essayer de fournir une base de données sur les mouvements de surface des glaciers rocheux en utilisant la méthode D-InSAR à l'échelle Alpine. Nous espérons que cette base de données pourra être utile de plusieurs manières :

- en fournissant une première base sur les mouvements de glaciers rocheux dans les années 1990 afin de mesurer les évolutions futures de ces formes périglaciaires,

- en confirmant ou en mettant à jour la variable d'activité des inventaires de glaciers rocheux existants,
- et en détectant d'hypothétiques formes dont les vitesses sont anormalement élevées ou non répertoriés.

En débutant cette étude, nous savions d'après la littérature que certains secteurs étaient plus propices au développement des glaciers rocheux comme le massif de la Vanoise (voir Monnier 2004 par exemple), celui de l'Ubaye, du Queyras (par exemple Evin 1987) ou encore le Briançonnais (voir par exemple Francou 1977 ; Francou 1988) mais nous ne nous sommes pas cantonnés à l'étude de ces massifs. Nous avons également comme objectif de détecter des mouvements dans des secteurs moins riches en glaciers rocheux et de ce fait peu ou pas étudiés par les géomorphologues périglacialistes. Enfin, cette première étude a également servi de base dans le choix d'un secteur plus précis pour la seconde étude réalisée avec des données du satellite TerraSAR-X.

6.2 Une échelle régionale : la Haute Maurienne / Haute Tarentaise

6.2.1 Présentation du secteur d'étude

La figure 39 présente l'emprise de la zone d'étude selon les caractéristiques des acquisitions TerraSAR-X pour les deux modes : ascendant et descendant. Géographiquement, la zone se situe dans les Alpes internes à l'Est d'une ligne Bourg-Saint-Maurice (vallée de la Tarentaise), Modane (vallée de la Maurienne) dans le département de la Savoie et s'étend jusqu'à la frontière italienne³². Les sous-ensembles montagneux en présence sont l'extrémité orientale du massif de la Vanoise d'une part et les Alpes de Lanzo et de la haute Maurienne d'autre part³³. Il n'est pas rare que les crêtes dépassent 3000m voir 3500m d'altitude dans cette partie des Alpes avec des sommets emblématiques comme la Grande Casse (3855m), le Mont Pourri (3779m), les Dômes de la Vanoise (3599m), la pointe de Charbonnel (3752m), ou encore la Grande Ciamarella (3676m). A l'inverse, les altitudes les plus basses se situent aux alentours de 900 mètres dans les fonds de vallées au sein desquelles s'écoulent l'Arc (vallée de la Maurienne) et l'Isère (vallée de la Tarentaise), les deux principaux cours

³² On ne tiendra pas compte ici des données qui débordent sur les versants italiens car nous ne disposons pas d'un MNT de qualité suffisante pour les traiter.

³³ L'ensemble de ces massifs est souvent regroupé sous le nom d'Alpes Grées.

d'eau du secteur. L'hydrographie est également marquée par deux lacs de barrage notable : le lac du Mont-Cenis et celui du Chevril.

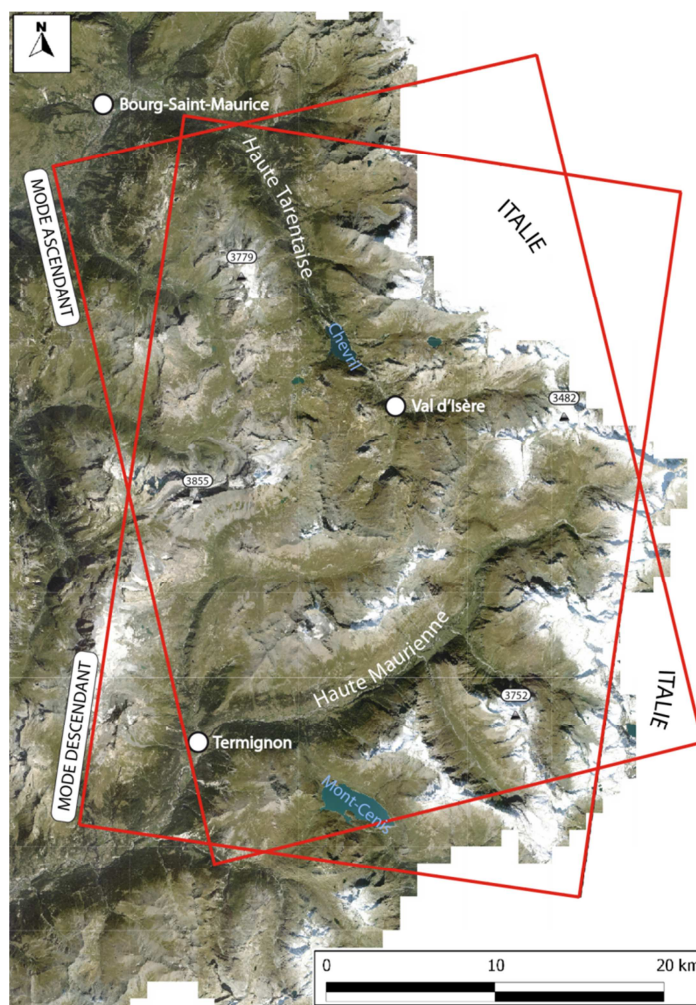


Figure 39 : Emprise géographique des modes ascendant et descendant des données TerraSAR-X utilisées (rectangle rouge). Quelques informations toponymiques ont été ajoutées pour informer le lecteur. Pour ne pas surcharger la carte, seule l'altitude (en mètres) des principaux sommets figurent sur la carte ; ainsi on trouve du Nord au Sud : le Mont Pourri, 3779m ; la Grande Aiguille Rousse, 3482m ; la Grande Casse, 3855m et la Pointe de Charbonnel, 3752m. Fond : ortho-images de 2011, IGN.

Sur le plan pluviométrique et au regard des données de précipitations de MétéoFrance, ce secteur des Alpes est coupé en deux parties. La vallée de la Maurienne au sud généralement considérée comme relativement sèche avec des précipitations annuelles moyennes inférieures à 750 mm pour les communes d'Aussois, Modane ou Termignon, et la vallée de la Tarentaise au nord, plus humide, avec des moyennes

annuelles autour de 1100 mm³⁴. Cependant, selon Monnier (2006), cette différence nord-sud s'estompe pour les hautes vallées de la Maurienne et de la Tarentaise ainsi que pour les hautes altitudes où les précipitations dépassent les 1500 mm/an.

Le contexte socio-économique de ce secteur est fortement marqué par l'activité touristique, structurée autour de deux principaux objets attractifs :

- les stations de ski de renom qui ont un poids important sur l'économie de la région comme Tignes ou Val d'Isère côté Tarentaise ou dans une moindre mesure Aussois et Val-Cenis côté Maurienne ;
- et le parc national de la Vanoise qui confère une attractivité touristique indéniable à la région structurant fortement le territoire par la même occasion. Ce parc national a été créé en 1963 et fut le premier créé en France. Il dispose également de 14 km de frontière commune avec le parc national italien du Grand Paradis avec lequel il est jumelé depuis 1972.

Dans le cadre de notre étude, ces deux facteurs d'attractivité sont à la fois un atout et une contrainte. Alors que la présence de stations de ski d'altitude permet un accès plus facile à certains secteurs, l'existence d'une zone protégée comme celle du parc national de la Vanoise rend nécessaire l'obtention d'autorisations pour la pose de matériels de mesure.

6.2.2 Pourquoi cette échelle ?

Au moment de ce travail, c'est le satellite TerraSAR-X qui est à la pointe de l'imagerie radar satellitaire. Les atouts de TerraSAR-X comparé aux satellites ERS sont : d'une part de meilleures résolutions au sol pouvant atteindre 1,5m et d'autre part des images actuelles dont les paramètres orbitaux sont mieux connus avec des « *baselines* » perpendiculaires souvent plus courtes. Nous souhaitons donc dans un second temps, utiliser des données provenant de ce satellite pour affiner nos résultats et évaluer la qualité de ces images pour la détection de mouvements de glaciers rocheux. En revanche, comme vu au chapitre précédent, les contreparties pour des données actuelles de meilleures résolutions sont : i) une taille d'images plus petite³⁵, ii) des images payantes (mais à des prix raisonnables pour les projets scientifiques) et iii) des interférogrammes de 11 jours minimum (contre 1 jour avec ERS en mode tandem).

³⁴ Moyenne annuelle de précipitations calculées par MétéoFrance pour la période 1971-2000.

³⁵ Environ 100km x 100km pour ERS contre 30km x 50km pour TerraSAR-X en mode *StripMap*. Voir section 5.1 pour plus de détails.

Nous avons commandé des images en mode *StripMap*, compromis entre finesse de résolution (10m de résolution au sol) et couverture spatiale (30km x 50km pour une scène) du point de vue de l'étude des glaciers rocheux. Il a donc fallu choisir un secteur d'étude spécifique dans les Alpes françaises sur lequel acquérir les données. Pour cela nous nous sommes servis des résultats de l'étude précédente et avons défini plusieurs critères assez simples :

- la densité de formes. Bien que les zones couvertes soient plus petites en mode *StripMap*, l'objectif est malgré tout d'obtenir des données de mouvements sur un maximum de glaciers rocheux. Il est donc important que le secteur choisi en soit densément doté. Si l'objectif était de suivre une forme ou un regroupement de formes dans un vallon, le mode *High resolution* serait plus approprié ;
- l'existence de données d'inventaires ou de mouvements. En effet, l'existence de telles données est un plus dans le choix du secteur car elles permettent d'évaluer l'apport des données D-InSAR et de connaître l'évolution de mouvements de certaines formes si des données de mouvements existent ;
- l'accessibilité. Pour effectuer des mesures de terrains régulières ou des relevés géomorphologiques, il est préférable que les sites d'études soient relativement proches (de Grenoble en l'occurrence) et que la marche d'approche soit réaliste en termes de durée, de dénivelé ou de sécurité par rapport aux enjeux du site ;
- l'intérêt éventuel de certaines formes. Si lors de la première étude à l'échelle des Alpes certaines formes déstabilisées ou présentant des enjeux sont détectées, il sera alors pertinent de couvrir ce ou ces secteurs avec les images TerraSAR-X afin d'obtenir plus d'informations et de données.

Au regard des deux premiers critères évoqués, nous avons deux principaux choix : le secteur de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise ou celui de l'ensemble des massifs Queyras / Ubaye. Puis en prenant en compte l'accessibilité et l'intérêt des formes, il est apparu que le secteur de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise était le plus pertinent pour l'étude avec les données TerraSAR-X. De Grenoble, ce secteur est plus rapidement accessible par l'autoroute et plus dense en station de ski pour d'éventuelles mesures en hiver que les massifs sauvages du Queyras et de l'Ubaye relativement préservés de telles infrastructures. De plus, nous verrons dans la troisième partie qu'un site présentant des signes de déstabilisation (mouvements rapides, fractures) a été détecté pendant les analyses des données ERS dans le secteur Haute Maurienne : le glacier rocheux de Pierre Brune.

6.2.3 Quels objectifs dans ce secteur ?

Les objectifs fixés pour l'étude avec les données TerraSAR-X sont multiples, soit d'ordre purement méthodologiques soit liés au résultat de l'étude précédente et donc à un secteur d'étude spécifique. La liste qui suit présente uniquement ceux qui ont trait au secteur d'étude. Ainsi, les objectifs sont :

- évaluer les performances de TSX en comparant entre autre l'évolution du nombre de détections entre des interférogrammes générés avec les données ERS de la précédente étude et ceux générés avec TSX (la résolution TSX étant deux fois supérieure à celle d'ERS);
- détecter de potentielles évolutions de vitesses, accélérations/décélérations, entre les années 1990-1995 (ERS) et 2012 (TSX) pour les glaciers rocheux détectés par les deux satellites ;
- obtenir des données de mouvements supplémentaires sur le site du glacier rocheux déstabilisé de Pierre Brune, détecté sur les interférogrammes d'ERS et par la même occasion comparer les données interférométriques de mouvements avec les données acquises par GPS continu pendant la même période.

En choisissant la Haute Maurienne / Haute Tarentaise, nous savions que ce secteur était l'un des mieux placés pour essayer de répondre aux objectifs cités précédemment grâce aux facteurs développés dans la section précédente (littérature, nombre de détections avec ERS, facilité d'accès).

6.3 Une échelle locale : les glaciers rocheux de Pierre Brune

6.3.1 Présentation des versants des Pointes de Pierre Brune

Les pointes de Pierre Brune (45°37'45''N - 6°85'45''E) sont situées au cœur du parc national de la Vanoise dans le département de la Savoie. L'unité orographique qui les constitue est délimitée par le vallon de la Leisse au nord et celui de la Rocheure au sud. Les pointes de Pierre Brune culminent à 3196m à l'extrémité ouest d'une crête rocheuse longue d'environ 1300m constituée de Dolomie Blonde organisée en gros bancs d'épaisseur décimétrique à plurimétrique. L'ensemble repose sur un socle de roche cristalline non différencié d'après la carte géologique (Deville *et al.* 1991) mais d'après les visites de terrain, cela semble être des micaschistes.

Les escarpements rocheux formés par la crête ont une hauteur comprise entre 150m et 200m puis l'ensemble des versants alentours est couvert de dépôts détritiques provenant de ce même escarpement. Ces dépôts prennent la forme de tabliers d'éboulis sur les versants orientés vers la moitié sud tandis que sur les versants ubac les dynamiques périglaciaires sont très nettement marquées sous la forme de 6 glaciers rocheux. Plus à l'aval, les versants se couvrent progressivement de végétation herbacée (entre 2550m et 2800m selon l'orientation) qui persiste ensuite jusqu'au talweg (figure 40).

D'après les données géographiques dont nous disposons et les indices décelés lors d'une première visite de terrain, il semblerait que quatre des six glaciers rocheux du site soient actifs et les deux restants inactifs. Durant une visite de reconnaissance, j'ai pu constater que quatre d'entre eux ont un front raide avoisinant les 40°, que les blocs sont très instables quand on se déplace sur les formes et que l'ensemble des glaciers rocheux de la zone est quasiment dépourvus de végétation. La comparaison empirique des ortho-images de 2006 et 2009 superposées dans un SIG tend à montrer que quatre d'entre eux ont présenté des signes apparents de mouvement pendant les trois années (analyse qualitative). Ces mêmes formes disposent également d'une morphologie de surface formée de sillons et de bourrelets caractéristiques des mouvements de compression/décompression des glaciers rocheux actifs.

6.3.2 Pourquoi le site de Pierre Brune ?

Comme évoqué un peu plus haut, en analysant les interférogrammes provenant d'ERS, nous avons détecté un glacier rocheux présentant des vitesses relativement élevées, entre 3 et 5m/an dans la partie aval d'après les interférogrammes (localisation de la forme : figure 40 ; 1). Après une analyse diachronique qualitative d'ortho-images et de photographies aériennes, nous avons pu déceler qu'au-delà de sa vitesse rapide, il présentait également des lignes de fractures en son centre attestant de déplacements différentes entre l'amont et l'aval (voir section 8.3 pour les résultats). Ne présentant pour l'heure que peu de risque, il se situe néanmoins à l'amont d'un versant aux pentes assez soutenues (entre 25° et 30°) dominant un sentier de grande randonnée³⁶ très fréquenté durant la saison estivale ainsi qu'un torrent. Une rupture complète entre les deux parties n'étant pas non plus complètement à exclure, nous avons choisi d'approfondir l'étude concernant le glacier rocheux de Pierre Brune.

Pour cela, nous avons essayé de réaliser une analyse géomorphologique plus complète du glacier rocheux ainsi que de la zone alentour et mis en place un dispositif

³⁶ Il s'agit du GR55 dans le vallon de la Leisse qui relie Modane à Tignes en longeant les glaciers de la Vanoise.

de mesure par GPS continu durant l'été 2012 (présenté dans le chapitre précédent : chapitre 5 ; section 5.3.1) en plus des acquisitions de données TSX. Cette volonté de mieux appréhender la géomorphologie et les dynamiques de ce site a donc fortement contribué au choix de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise comme zone d'acquisition des images TSX. D'autant que le secteur des pointes de Pierre Brune est idéalement doté en glaciers rocheux pour l'InSAR. En effet, outre le glacier rocheux déstabilisé sur le versant nord-ouest, un autre complexe de formes périglaciaires semble actif ; il est établi sur le versant nord-nord-est (figure 40 ; 2).

Les orientations principales de ces glaciers rocheux sont donc relativement favorables pour la détection de mouvements sur les interférogrammes, l'un pour les acquisitions ascendantes (nord-nord-est) et l'autre pour les descendantes (nord-ouest). Nous avons donc profité de la campagne d'instrumentation du glacier rocheux nord-ouest (déstabilisé) pour mettre un GPS supplémentaire sur celui du nord-nord-est. Cela nous a permis de confronter les données GPS et D-InSAR pour les deux modes d'acquisitions. Cependant, dans cette étude nous resterons focalisés sur le site de Pierre Brune Nord-Ouest.

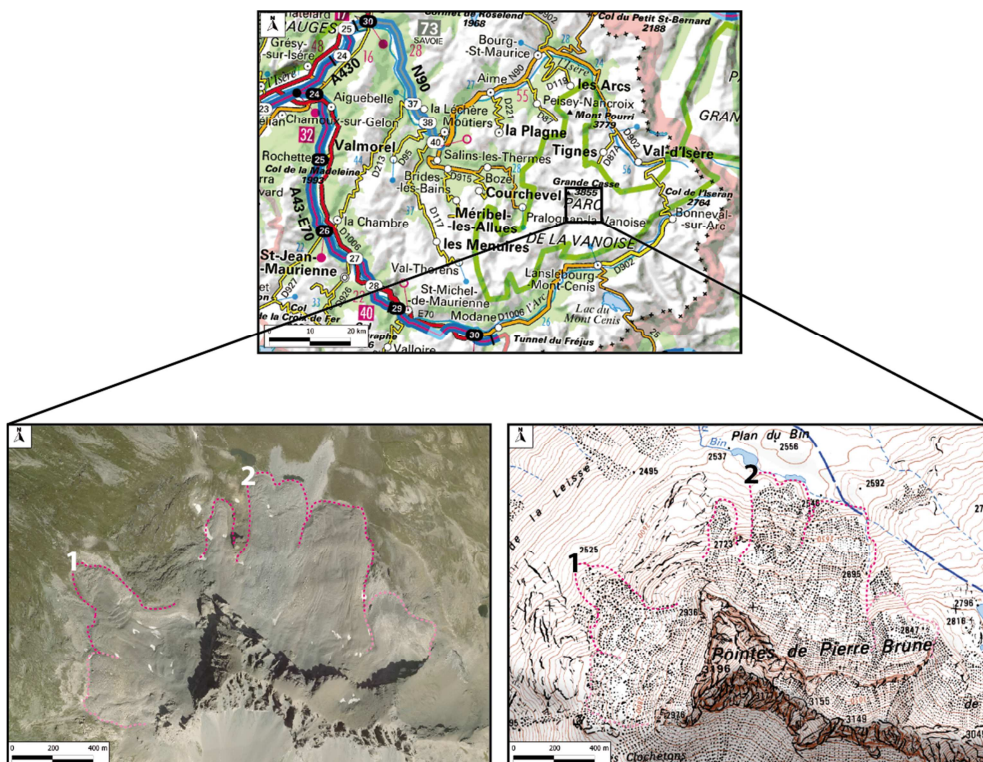


Figure 40 : Localisation des Pointes de Pierre Brune ; les traits-tillés roses foncés représentent la délimitation proposée pour les quatre glaciers rocheux actifs du site et le rose pâle pour les deux glaciers rocheux jugés inactifs. Les numéros correspondent aux glaciers rocheux suivis par GPS, 1 : glaciers rocheux de Pierre Brune nord-ouest ; 2 : glaciers rocheux de Pierre Brune nord-nord-est. Fonds topographiques : IGN ; Ortho-image de 2009.

Partie III

- Résultats -

Chapitre 7 - Détection de mouvements de glaciers rocheux à partir des archives ERS

Les résultats exposés dans ce chapitre ont été publiés en 2013 dans la revue « Géomorphologie : relief, processus, environnement » et sont en partie tirés de cette publication (Echelard *et al.* 2013). Les informations sur les données interférométriques sont ici plus amplement détaillées et les résultats plus approfondis.

L'objectif est d'apporter une première contribution à l'évaluation du nombre de glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises sur la base de données D-InSAR et de détecter ceux dont les vitesses sont les plus rapides. Cela permettra par la suite d'évaluer leur évolution et les enjeux potentiels. Nous présenterons dans un premier temps quels ont été les critères de sélection des images SAR au sein des archives ERS ainsi que les paramètres des interférogrammes. Dans un second temps, les résultats seront exposés, prenant deux angles d'analyses différents :

- d'abord de manière générale sous la forme de cartes à l'échelle des Alpes françaises accompagnées des caractéristiques principales de l'échantillon de glaciers rocheux détectés ;
- puis par une validation croisée entre les glaciers rocheux détectés par D-InSAR et des inventaires existants dans les Hautes-Alpes et en Haute Maurienne / Haute Tarentaise.

7.1 Synthèse des données interférométriques

7.1.1 Choix d'un jeu de données pertinent dans les archives ERS

Dans cette étude, nous avons utilisé la grande quantité d'images d'archive radar disponibles des satellites ERS-1 et 2. Ces satellites ont acquis des données pendant 20 ans à partir de 1991 et nous permettent de disposer d'un jeu de données exceptionnel sur les Alpes françaises (voir 5.1.1 pour les caractéristiques techniques de ces satellites). Cependant, comme évoqué dans le chapitre 4, il est indispensable de bien choisir les images SAR qui formeront les interférogrammes. D'abord car ce choix est nécessaire pour obtenir des résultats satisfaisants après les traitements et ensuite pour limiter les temps de calculs et les volumes informatiques occupés.

Quatre critères ont ainsi été appliqués pour la sélection des images SAR. Les deux premiers sont liés à des paramètres propres aux satellites et sont :

- la difficulté d'utiliser les données provenant d'ERS-2 pour de l'interférométrie radar différentielle à partir de 2001, à cause du dysfonctionnement des gyroscopes embarqués à bord du satellite (ESA 2008) ;

- le critère de la « *baseline* » perpendiculaire. Il est couramment admis que pour les satellites ERS, les valeurs de « *baseline* » perpendiculaire ne doivent pas dépasser 200 voire 150 mètres pour une utilisation en interférométrie radar différentielle (voir section 4.2.4 , p60). Ici, nous avons choisi de ne garder que les scènes ayant une « *baseline* »³⁷ inférieure à 200 mètres. Cependant, d'après la précision altitudinale du MNT que nous avons utilisé (environ 5 mètres en moyenne sur l'ensemble des Alpes françaises ; voir figure 33, p80) et en suivant l'étude de Walter et Busch (2012) sur les « *baselines* » également évoquée dans la section 4.2.4, la valeur seuil aurait plutôt dû se situer autour de 110 mètres pour des erreurs résiduelles altitudinales de 2 millimètres. Malheureusement, au moment de la réalisation de cette étude, le travail de Walter et Busch n'était pas encore publié. Néanmoins, les données interférométriques provenant de couples d'images dont les « *baselines* » sont entre 110m et 200m sont exploitables pour des analyses semi-quantitatives comme la nôtre. Il est de plus possible, si nécessaire, de différencier les résultats des interférogrammes dont les « *baselines* » sont inférieures ou supérieures à 110 mètres.

Les deux autres critères sont plus spécifiques à l'application de la méthode D-InSAR sur les glaciers rocheux et au climat de notre zone d'étude :

- les glaciers rocheux actifs se situant pour la plupart au-dessus de 2500 m, nous avons choisi de ne garder que les scènes acquises entre le 15 juillet et le 15 octobre, période autour de laquelle le couvert neigeux sur les glaciers rocheux est généralement minimal ;
- enfin, l'humidité au sol faussant le retour de l'onde émise par le satellite, empêchant par là même toute exploitation de la donnée, une sélection basée sur l'absence de précipitation a été réalisée. Concrètement, nous avons utilisé les données de précipitation de MétéoFrance sur huit stations à travers les Alpes françaises (voir figure 41 pour la localisation des stations) afin de ne sélectionner que les scènes pour lesquelles il n'y avait pas eu de précipitation le jour de l'acquisition ainsi que la veille.

Nous avons appliqué ces critères aux 1728 images SAR archivées pour les Alpes françaises depuis 1991. L'ensemble de ce secteur étant couvert par quatre traces d'orbites différentes : deux descendantes et deux ascendantes représentant dix sections de trace (ou scènes) ; les répétitivités orbitales étant de 1, 3 ou 35 jours selon les phases d'acquisitions des satellites ERS. Au final, une fois tous les critères cités précédemment

³⁷ A partir de cette section, le terme de « *baseline* » sera préféré à celui de « *baseline* » perpendiculaire afin d'alléger le texte.

pris en compte, seules 29 images ont été retenues, réparties sur sept scènes de trois des quatre traces d'orbites qui couvrent les Alpes françaises (figure 41).

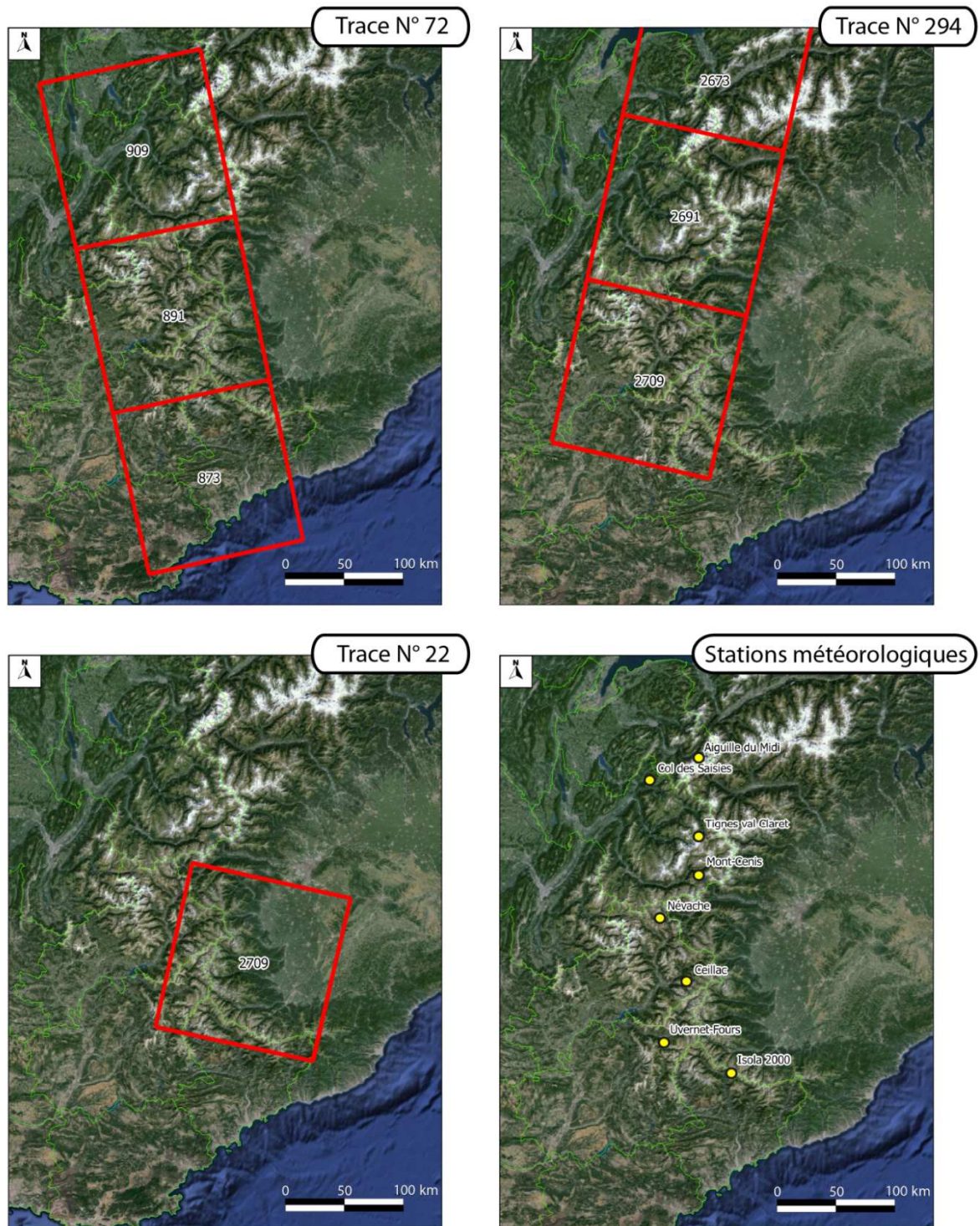


Figure 41 : Localisation des scènes d'archives ERS commandées et des stations météorologiques utilisées. Le numéro des traces figure dans le titre de chaque carte et les numéros des sections de trace (les scènes) figurent dans les carrés les délimitant. Sur la carte en bas à droite, les points jaunes localisent les stations météorologiques de MétéoFrance retenues pour les données de précipitations.

7.1.2 Les interférogrammes générés et la méthode d'analyse

Caractéristiques des interférogrammes générés

Malgré le tri évoqué précédemment, de nombreuses paires d'images SAR n'ont pas abouti à des interférogrammes analysables. Durant le traitement des images, nous avons eu deux principaux problèmes menant à l'impossibilité de continuer les calculs :

- un recalage entre les deux images SAR dont l'erreur moyenne est supérieure à 0,2 pixel, ce qui engendre au final une décorrélation non négligeable de l'interférogramme (Gamma Remote Sensing 2010) ;
- des interférogrammes extrêmement bruités à la suite des calculs de différence de phase rendant toute analyse impossible pour des raisons encore inconnues.

Finalement 11 interférogrammes ont été entièrement traités dont seulement 9 se sont révélés réellement utiles lors des analyses³⁸.

Dates des images SAR	Nombre de jours	« <i>Baseline</i> » perpendiculaire (mètre)	Localisation	Type de passage des satellites
22-10-1995 / 23-10-1995	1	-109	Alpes du Nord	Descendant
23-08-1991 / 26-08-1991	3	-44	Alpes du Sud	
04-09-1991 / 10-09-1991	6	64	Alpes du Sud	
20-08-1991 / 29-08-1991	9	3	Alpes du Sud	
26-08-1991 / 10-09-1991	15	-184	Alpes du Sud	
04-09-1991 / 19-09-1991	15	-169	Alpes du Sud	
29-08-1991 / 19-09-1991	21	127	Alpes du Sud	
20-08-1991 / 19-09-1991	30	130	Alpes du Sud	
16-07-1993 / 20-08-1993	35	101	Alpes du Nord	

Tableau 6 : Caractéristiques des interférogrammes générés avec les données ERS triés selon le nombre de jours par ordre croissant. En vert les interférogrammes pour lesquels les « *baselines* » sont inférieures à 110m (valeur calculé d'après Walter et Busch 2012) et en orange ceux qui sont au-dessus de cette valeur mais inférieures à 200m.

³⁸ Les raisons potentielles concernant ce faible nombre d'interférogrammes comparé à la masse d'images SAR d'archive disponibles et les problèmes de traitement seront davantage discutés dans le chapitre de synthèse et de perspective (chapitre 9).

On constate dans le tableau 6, qui récapitule les principales caractéristiques des interférogrammes produits, que seules des données provenant de passages descendants sont analysables. Ce qui signifie que les données seront généralement optimales pour les versants orientés sur la moitié ouest. La plupart des images SAR provenant de passages ascendants ont été écartées des données soit au moment de la pré-sélection à cause de « *baseline* » trop longue soit lors du traitement des interférogrammes pour les raisons évoquées précédemment (mauvais recalage ou bruit trop important).

Sur 9 interférogrammes analysés, 2 sont situés au-dessus des Alpes du Nord et plus spécifiquement au-dessus de l'ensemble Vanoise/Haute Maurienne/Haute Tarentaise, tandis que les autres couvrent les Alpes du Sud. La « *baseline* » la plus petite est de 3 mètres pour l'interférogramme à 9 jours et nous verrons que c'est celui-ci qui donne les meilleurs résultats que ce soit en termes de nombre de détections ou de facilité d'analyse des données.

Méthode d'analyse des interférogrammes

Après les traitements d'images réalisés dans le logiciel Gamma, une analyse visuelle des interférogrammes orthorectifiés et géoréférencés a été réalisée dans un SIG. Des masques ont été créés pour analyser uniquement les zones d'intérêt pour l'étude des glaciers rocheux :

- masque d'altitude créé à partir de la BD Alti à 25 m de résolution de l'IGN. Toutes les zones se situant en-dessous de 2000 m ont été écartées de l'analyse. Bien que les glaciers rocheux actifs se situent dans les Alpes françaises aux alentours de 2500 m, nous avons préféré garder une marge afin, d'une part, de pouvoir évaluer le contexte des zones détectées (topographie et géomorphologie) et, d'autre part, pour ne pas oublier certains glaciers rocheux actifs situés potentiellement en-dessous de 2500m du fait de microclimats locaux qui peuvent parfois être favorables à la présence de permafrost sporadique en-dessous des altitudes classiquement observées ;
- masque des zones analysables. L'acquisition des images radar d'ERS se fait à 23° par rapport à la verticale, inférant des zones de repliement, d'inversion des pixels et d'ombre du relief, ce qui limite considérablement l'analyse de ces zones (voir 4.1.3, p53). Ces zones ont été partiellement supprimées des interférogrammes à l'aide de MNT d'orientations masquant les zones défavorables. Une fonction du logiciel Gamma permet normalement de réaliser cela mais nous n'avons pas réussi à obtenir des résultats cohérents en l'utilisant.

Pour l'étude, deux géomorphologues³⁹ ont séparément analysé les données dans le but de limiter le plus possible les erreurs et/ou les omissions humaines. Cette analyse des interférogrammes s'est faite sur SIG et a combiné les interférogrammes, les masques évoqués précédemment et des données optiques (ortho-images)⁴⁰. Les résultats des géomorphologues ont ensuite été fusionnés afin d'établir un inventaire des glaciers rocheux actifs détectés par D-InSAR. Des indices de mouvement hors glacier rocheux ont parfois été détectés (glissement de terrain / mouvements de versant) et répertoriés pour d'éventuelles études futures mais ne seront pas pris en compte dans ce travail car trop anecdotiques.

Une couche vecteur a été créée dans laquelle figure un point pour chaque glacier rocheux détecté à partir des interférogrammes. Pour chacun, nous avons implémenté une base de données dans laquelle figurent les pas de temps des interférogrammes sur lesquels le glacier rocheux a été détecté (nombre de jours). Cela a permis d'établir un classement des vitesses relatives des glaciers rocheux. Par exemple, un glacier rocheux qui présente des franges sur un interférogramme à 3 jours d'intervalle et qui est décorrélié sur un interférogramme de 6 jours fluera plus rapidement qu'un glacier rocheux qui présente des franges sur un interférogramme à 6 jours d'intervalle et qui est décorrélié sur un interférogramme à 9 jours et ainsi de suite.

Sachant que pour ERS une frange interférométrique équivaut à un déplacement de 2,8 centimètres dans la ligne de visée du satellite et compte tenu des pas de temps des interférogrammes analysés, nous aboutissons à la classification suivante : glaciers rocheux se déplaçant à des vitesses dont l'ordre de grandeur est de plusieurs mètres/an, du mètre/an, de plusieurs décimètres/an ou du décimètre/an. Cette classification est largement reprise de celle proposée par les travaux menés dans la même thématique en Suisse, à savoir cm/jour, cm/mois, cm/an (voir par exemple Delaloye *et al.* 2007a ; Delaloye *et al.* 2007b ; Delaloye *et al.* 2008 ; Delaloye, Strozzi, *et al.* 2010). Elle a simplement été mise sur une base annuelle plus usuelle pour l'étude des glaciers rocheux. Il convient cependant d'être prudent quant à ces valeurs car les vitesses de déplacement des glaciers rocheux fluctuent généralement saisonnièrement. En effet, des données provenant d'un glacier rocheux en Suisse montrent que ses vitesses maximales sont atteintes, selon les années, entre l'été et le début de l'hiver et les plus faibles durant le printemps ou le début de l'été (Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). Sans pour autant pouvoir étendre ces observations à l'ensemble des glaciers rocheux des Alpes, cela illustre les variations saisonnières des mouvements de glaciers rocheux. La

³⁹ Il s'agit de Jean-Michel Krysiecki, doctorant à l'UJF sur des thèmes relatifs aux dynamiques du pergélisol de montagne et moi-même.

⁴⁰ Les différentes manières d'interpréter les données D-InSAR étant les mêmes selon les satellites, elles ont été présentées dans la partie consacrée à la méthodologie générale (Chapitre 4, section 4.3.2).

classification évoquée précédemment permet néanmoins de donner un ordre de grandeur au déplacement de la forme.

7.2 Résultats généraux

La double analyse des interférogrammes a abouti à une base de données de mouvements de 152 glaciers rocheux actifs sur l'ensemble des Alpes françaises dont la grande majorité se trouve sur des versants orientés sur la moitié ouest du fait des données descendantes qui ont été utilisées. La répartition des détections est présentée sur deux cartes séparées (figures 43 et 44), l'une centrée sur les détections des Alpes du Nord et l'autre centrée sur celles des Alpes du Sud. On trouvera également quelques exemples de motifs de détection repérés sur les interférogrammes dans la figure 42.

Cette dernière permet de préciser certains éléments sur la manière dont sont analysés les interférogrammes. Tout d'abord, on peut se rendre compte de la variabilité de qualité des interférogrammes. Dans notre cas, nous avons constaté que les interférogrammes à 1, 3 et 9 jours sont assez peu bruités comparé à ceux de 6, 15 ou 35 jours. Comme évoqué dans la méthodologie, il y a plusieurs raisons expliquant cette variabilité : la valeur de « *baseline* » ainsi que le pas de temps et les variations de la surface du sol entre les deux acquisitions. Ces deux derniers sont souvent liés car plus le pas de temps est long, plus les caractéristiques atmosphériques et environnementales au sol peuvent changer (humidité, nébulosité, croissance de végétation herbacée, éboulement, réorganisation d'un tablier d'éboulis, etc.), ce qui bruite les interférogrammes. Pour ce qui concerne les valeurs de « *baseline* », on constatera en se reportant au tableau 6 et à la figure 42 que ce sont les interférogrammes qui ont les « *baselines* » les plus courtes qui sont les plus « nets » (3 mètres pour l'interférogramme à 9 jours et 44 mètres pour celui à 3 jours). En effet, les franges topographiques sont moins nombreuses sur les interférogrammes avec de faibles « *baselines* » et par conséquent les résidus après traitement également. Bien que la figure ne présente que quelques petites vignettes, la qualité des interférogrammes avec de faibles « *baselines* » se retrouve sur la quasi-totalité des images (voir annexe 2).

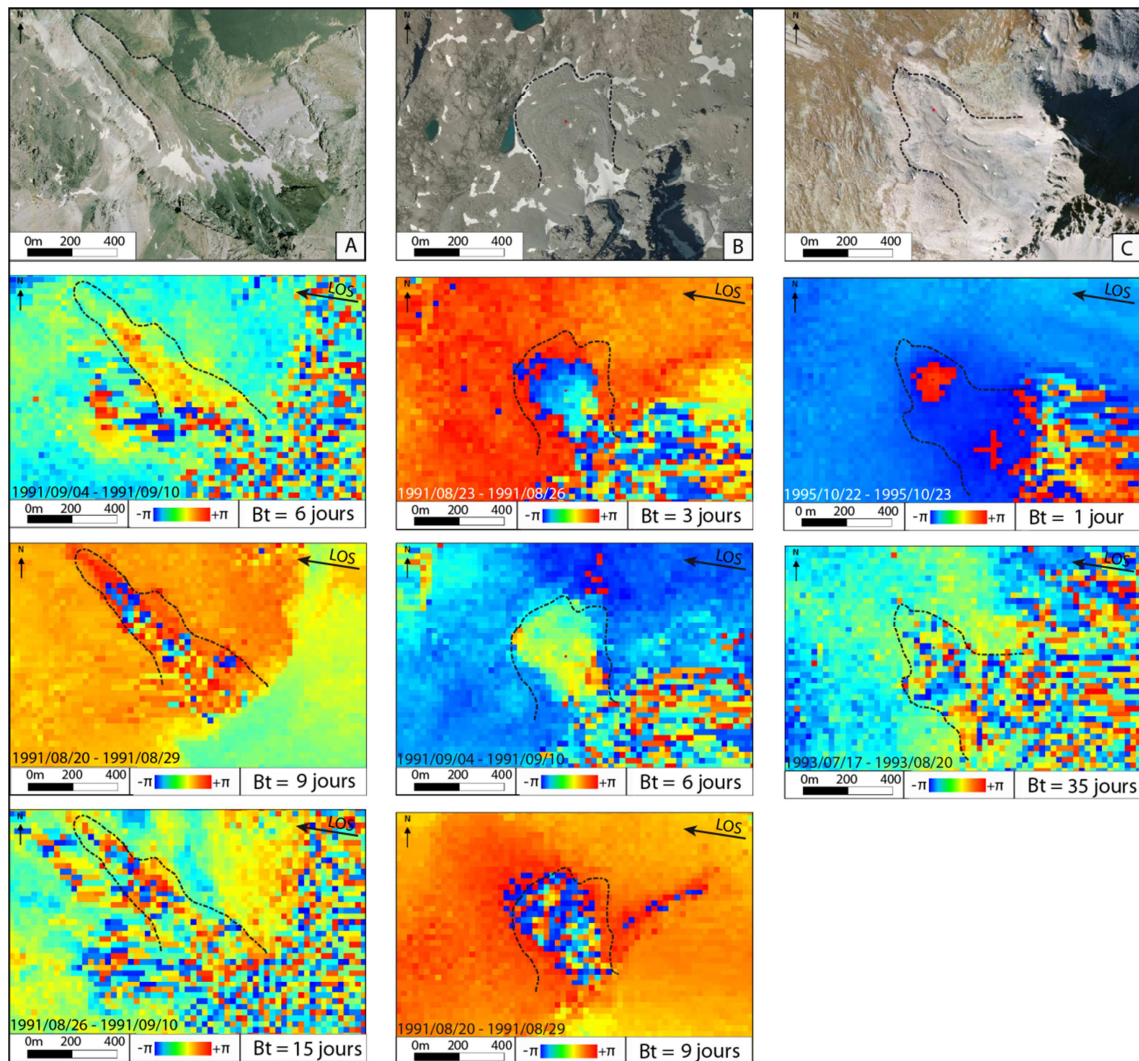


Figure 42 : Exemples de détections de mouvements de glaciers rocheux sur les interférogammes ERS. A : Glacier rocheux de Panestrel, massif du Queyras. B : Glacier rocheux du Brec de Chambeyron, massif de l'Ubaye. C : Glacier rocheux de Pierre Brune Nord-Ouest, massif de la Vanoise. Bt indique la base de temps des interférogammes. Les valeurs de phases ne sont pas déroulées mais un cycle de phase $[-\pi ; +\pi]$ vaut 2,8 cm (demi-longueur d'onde des capteurs ERS). Les traits-tillés délimitent les glaciers rocheux. Ortho-images datant de 2003 (A), 2009 (B) et 2006 (C).

Les quelques exemples d'interférogammes présentés figure 42 mettent également en exergue les difficultés parfois rencontrées pour donner l'ordre de grandeur des vitesses de déplacement des glaciers rocheux détectés. Il est relativement rare sur nos interférogammes ERS de trouver des franges quasi complètes comme celle que l'on peut voir sur l'exemple B pour le pas de temps de trois jours (figure 42) et qui permettent de quantifier le mouvement (en l'occurrence ici $\frac{3}{4}$ de franges soit environ 2 centimètres en trois jours). Et d'ailleurs même dans cet exemple, on se rend compte qu'à 6 jours, alors que l'on s'attendrait à des franges plus resserrées, on ne voit qu'une demi-frange et pas forcément de manière très nette. Cet exemple illustre pourquoi il

est préférable de donner un ordre de grandeur plutôt qu'une valeur chiffrée pour chaque détection.

Le classement des vitesses relatives a quant à lui permis d'obtenir la répartition suivante des glaciers rocheux actifs détectés : m(s)/an : 13,4 %, m/an : 19,4 %, dm(s)/an : 27,6 %, dm/an : 39,6 %. Les résultats trouvés semblent cohérents puisque les glaciers rocheux fluent généralement à des vitesses comprises entre quelques décimètres et quelques mètres par an (Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). Les secteurs les plus denses en détection sont le Sud-Est des Alpes Grées (secteur Haute-Maurienne/Haute Tarentaise) et l'ensemble Queyras/Ubaye qui concentrent à eux deux 2/3 des détections. Pas de surprise de ce point de vue puisqu'il est connu que ces deux secteurs sont denses en glaciers rocheux (voir par exemple Evin & Assier 1983 ; Monnier 2004 ; Echelard 2010). On peut également noter la détection de trois glaciers rocheux dans le secteur de Saint-Martin-Vésubie/Isola (Alpes Maritimes), isolés à 20 km au sud-est des derniers glaciers rocheux détectés et dont les vitesses sont faibles (dm/an) (voir l'encart incrusté figure 44).

Sur toutes les formes détectées, nous avons identifié le glacier rocheux de Pierre Brune dans le massif de la Vanoise qui semble déstabilisé (figure 42 ; C) et qui a déjà été évoqué dans le chapitre présentant les secteurs d'étude. Il est possible de distinguer 1/6^{ème} de frange sur l'interférogramme⁴¹ à 1 jour ainsi qu'une décorrélation complète sur celui à 35 jours. Sachant que le déplacement minimum mesurable en D-InSAR opérationnelle avec des données ERS est estimé au centimètre, on peut donc évaluer sa vitesse de déplacement entre 3 et 5 m/an dans sa partie aval⁴². La partie amont n'est pas détectée sur l'interférogramme à 1 jour et n'est donc probablement pas aussi rapide que la partie aval. Cela semble plausible puisque l'on note la présence de fractures au centre de la forme attestant de déplacements différents entre l'amont et l'aval (figure 42 ; ortho-image de l'exemple C). Nous n'entrerons pas dans plus de détails concernant le glacier rocheux de Pierre Brune dans cette section car une partie du chapitre suivant est consacré à une étude plus approfondie de ce site.

⁴¹ Valeur également retrouvée dans les valeurs de phases.

⁴² 1/6^{ème} de frange correspond normalement à 0,46mm de déplacement.

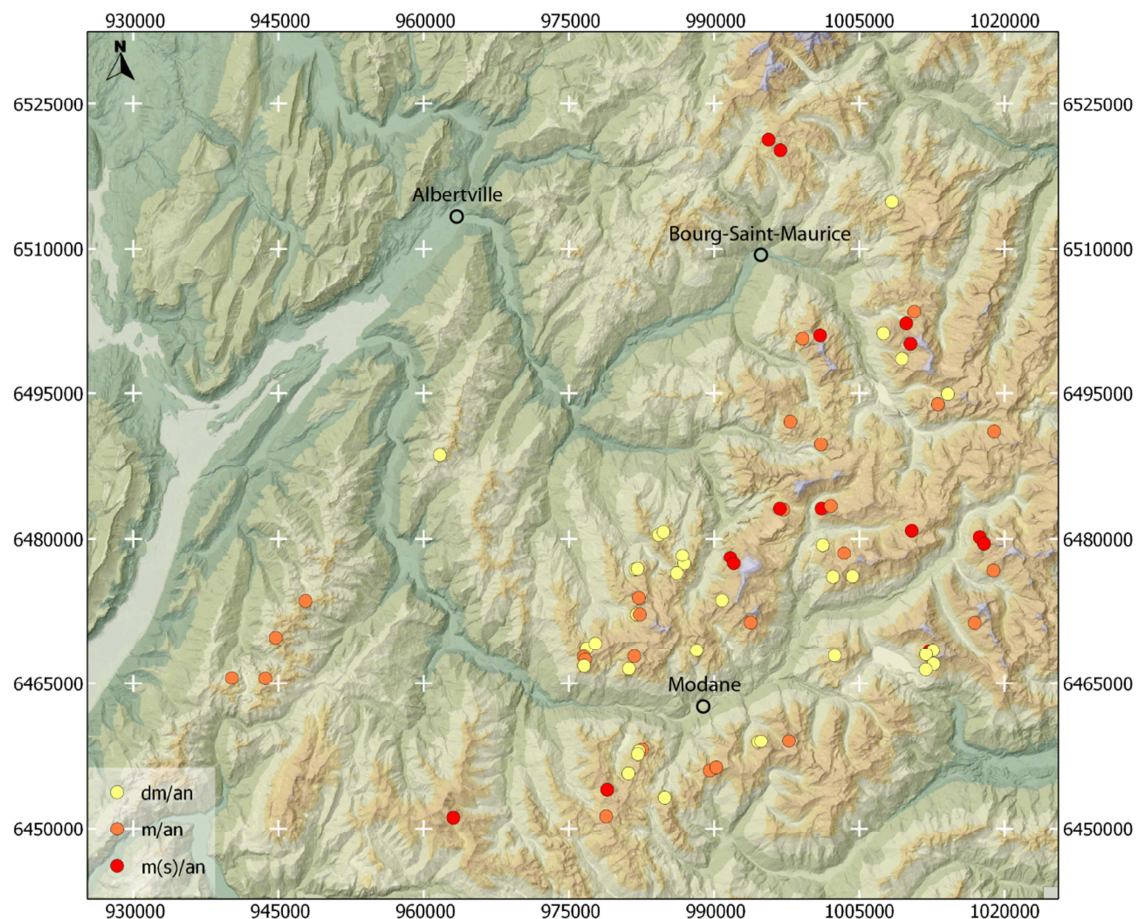


Figure 43 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement des glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes pour les Alpes du Nord. Chaque point de couleur représente un glacier rocheux détecté ; Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.

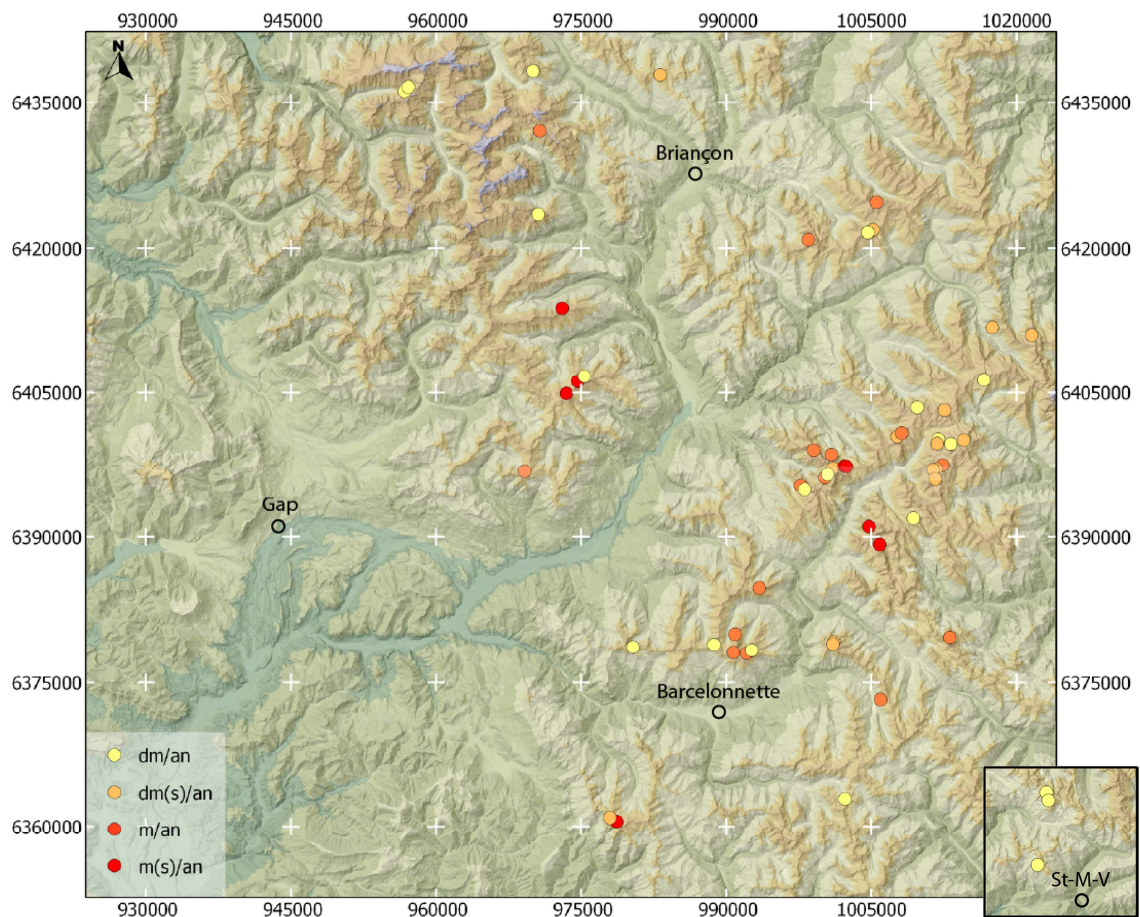


Figure 44 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement des glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes pour les Alpes du Sud. Chaque point de couleur représente un glacier rocheux détecté. Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN. L'encart incrusté en bas à droite montre les trois glaciers rocheux détectés pour les Alpes Maritimes, une vingtaine de kilomètres plus au sud-est. L'échelle est la même, St-M-V pour Saint-Martin-Vésubie.

7.3 Validation croisée entre données D-InSAR et inventaires existants

N'ayant finalement que peu d'interférogrammes à analyser, nous avons comparé nos résultats avec des inventaires de glaciers rocheux existants pour vérifier la pertinence de nos résultats ainsi que pour modifier et mettre à jour les inventaires concernant les données sur l'activité des glaciers rocheux. Cette validation croisée entre les données D-InSAR et les inventaires n'a pris en compte que les formes potentiellement détectables par les données radar. C'est-à-dire les glaciers rocheux dont l'azimut moyen se situe entre 180° et 360° et n'étant pas localisés dans des zones d'ombres ou de repliement. Nous avons également défini un seuil de taille. Ne seront pris en compte que les glaciers rocheux inventoriés dont la longueur ou la largeur est d'au moins 300 mètres⁴³. En-deçà de cette taille, nous avons estimé que trop peu de pixels définiraient les glaciers rocheux pour permettre une analyse pertinente. En effet, nous considérons empiriquement qu'il est raisonnable de comptabiliser les mouvements détectés sur des zones de 150m x 50m. La résolution des pixels des images ERS en géométrie sol étant de 25 mètres, cela représente 12 pixels. Etant donné que pour certains glaciers rocheux seulement une partie est détectée sur les interférogrammes, nous avons élevé le seuil à 300m de long ou de large afin de prendre en compte les mouvements survenus sur une douzaine de pixels.

Suivant cette méthodologie, nous avons comparé nos résultats avec l'inventaire du Queyras et celui de la haute vallée de l'Arc. Ces inventaires ont été présentés dans la section 5.3.2.

7.3.1 Comparaison avec l'inventaire du massif du Queyras

Sur 18 glaciers rocheux actifs inventoriés potentiellement détectables, 12 l'ont été sur les interférogrammes, soit 2/3 de détections concordantes. La figure 45 présente un exemple de la comparaison entre l'inventaire et les interférogrammes pour le secteur du lac Saint-Anne dans le Queyras. A l'inverse, sur les 24 glaciers rocheux localisés dans des zones analysables par D-InSAR mais qualifiés d'inactifs ou fossiles (sans mouvement), aucun n'a été détecté sur les interférogrammes. Ces résultats confirment donc pleinement les informations provenant de l'inventaire concernant les formes sans mouvements. Au total, 85,7 % des informations sur l'activité des glaciers rocheux du

⁴³ D'après les données sur les dimensions des glaciers rocheux de l'inventaire du Queyras (Echelard 2010) et celles de Monnier (Monnier 2006), il est rare que le ratio longueur/largeur (ou l'inverse) soit inférieur à 1 pour 3. Partant de cela, nous postulons que ce ratio, soit une taille minimale de 300m x 100m, s'appliquera de manière satisfaisante à l'ensemble des glaciers rocheux des Alpes françaises.

massif du Queyras provenant de l'inventaire ont été confirmées par les données d'interférométrie radar différentielle. Cependant, le pas de temps le plus long dont nous disposons est de 30 jours et par conséquent les plus faibles mouvements détectables sont de l'ordre du centimètre en 30 jours (soit une dizaine de centimètre en un an). Certaines formes présentant des mouvements inférieurs à 10 cm/an n'ont donc pas été détectées. Par ailleurs, 7 formes ont été repérées sur les interférogrammes bien que non répertoriées : elles seront à ajouter à l'inventaire réalisé en 2010. Il s'agit de formes localisées dans des zones d'ombre ou sous des nuages sur les ortho-images utilisées pour l'inventaire. De plus, la géologie du Queyras fait que certains glaciers rocheux du massif sont formés de débris assez fins composés de schistes lustrés ou de flyschs à helminthoïdes, ce qui rend parfois difficile l'interprétation géomorphologique lors de la réalisation d'un inventaire à partir d'ortho-images car les sillons et les bourrelets caractéristiques des glaciers rocheux y sont souvent moins francs.

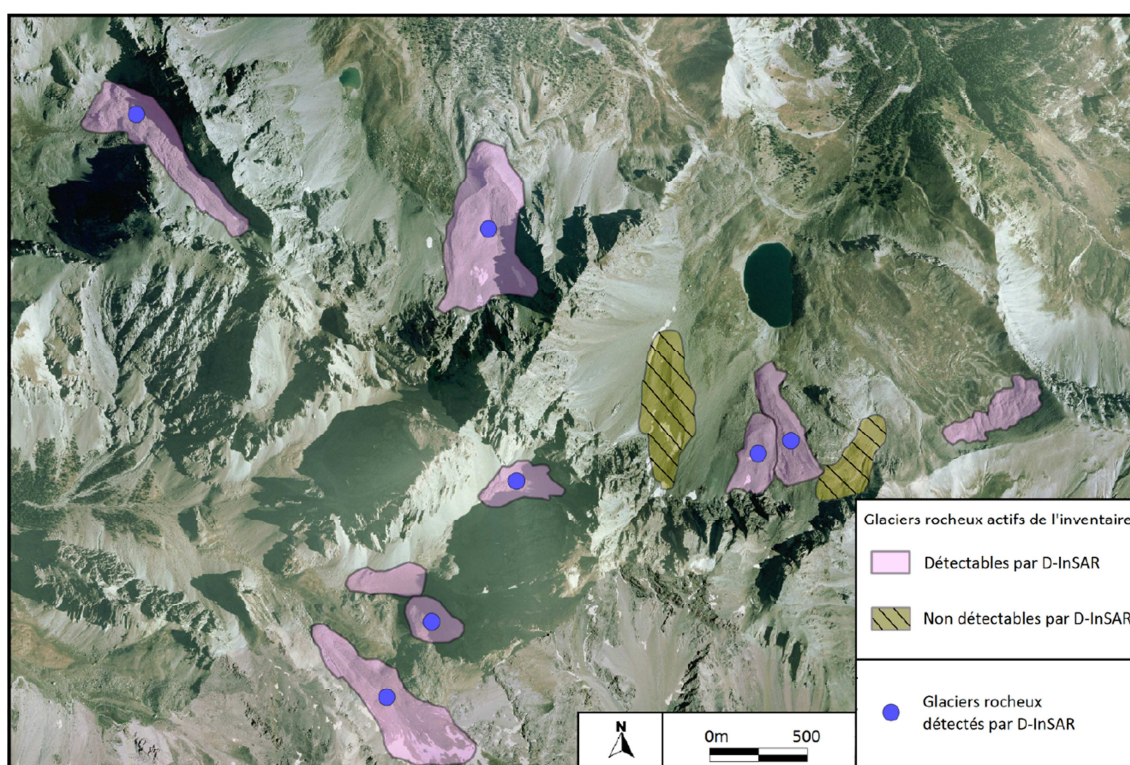


Figure 45 : Comparaison entre glaciers rocheux actifs de l'inventaire et glaciers rocheux détectés par D-InSAR, secteur du lac Saint-Anne, Queyras.

7.3.2 Comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc

La comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc a donné les résultats suivants : sur 34 glaciers rocheux frais inventoriés potentiellement détectables sur les interférogrammes, 17 l'ont été, soit 50 % de détections concordantes. A l'inverse, sur les 45 glaciers rocheux localisés dans des zones analysables par D-InSAR mais qualifiés de dégradés (sans mouvement), un seul l'a été sur les interférogrammes⁴⁴. Ces résultats confirment donc presque la totalité des informations provenant de l'inventaire concernant l'absence de mouvement de ces formes. Comme pour l'inventaire dans le Queyras, certaines formes présentant des mouvements inférieurs à 10 cm/an n'ont pas pu être détectées. Au total, 77 % des informations sur l'activité des glaciers rocheux de la haute vallée de l'Arc provenant de l'inventaire ont été confirmées par les données D-InSAR. Par ailleurs, 36 glaciers rocheux ont été détectés sur les interférogrammes bien que non répertoriés dans l'inventaire.

Deux remarques peuvent être faites à partir de ces résultats : i) la concordance entre l'inventaire et les données interférométriques n'est pas satisfaisante ; ii) un nombre de glaciers rocheux supérieur à l'échantillon de départ a été détecté (échantillon de départ potentiellement détectable : 34 ; détection non présente dans cet échantillon : 36). Cela s'explique en grande partie par des différences de définitions entre les auteurs qui vont être discutées.

7.3.3 Discussion

La comparaison avec les inventaires de glaciers rocheux a montré que 77 % des données d'activité de l'inventaire de la haute vallée de l'Arc et 85,7 % de celles de l'inventaire du Queyras ont été confirmées par l'imagerie radar (pour les glaciers rocheux de plus de 300 m situés dans les zones visibles des interférogrammes). La question est alors de savoir quelles sont les causes des cas non confirmés. Rappelons que les 14,3 % pour le Queyras et les 33 % pour la Vanoise/Haute-Maurienne qui restent non confirmés par les données radar correspondent, respectivement, à 6 glaciers rocheux qualifiés d'actifs et à 17 qualifiés de frais dans les inventaires mais non détectés sur les interférogrammes. Nous proposons plusieurs hypothèses, communes pour les deux inventaires afin d'expliquer cela :

- les pas de temps des interférogrammes dont nous disposons n'ont pas permis de détecter ces glaciers rocheux dont les vitesses sont peut-être de quelques

⁴⁴ Pour rappel : l'auteur a choisi ici d'utiliser une classification basée sur la « fraîcheur » des formes. Ainsi on trouve les glaciers rocheux frais (équivalent d'actif et inactif) et les glaciers rocheux dégradés (équivalent de fossile). Voir section 5.3.2 pour plus de détails.

centimètres par an et donc trop lents pour être détectés sur nos interférogrammes.

- des artefacts atmosphériques ont rendu la détection impossible sur ces quelques formes ;
- les filtres utilisés pendant le traitement des données dans le but de réduire le bruit présent sur les interférogrammes (filtre adaptatif proposé par Goldstein & Werner 1997) ont fait disparaître certaines informations de mouvements de petite ampleur ;
- ces glaciers rocheux ne fluaient pas suffisamment vite dans les années 1990 pour être détectés par des satellites ayant les caractéristiques techniques du type de ceux d'ERS 1 et 2.

En ce qui concerne cette dernière hypothèse, elle semble peu probable au vu d'une publication qui tend à montrer que les mouvements des glaciers rocheux des Alpes suisses n'ont guère évolué entre les années 1990 et la situation moyenne actuelle (Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). Il est donc raisonnable de penser qu'il en va de même pour les glaciers rocheux des Alpes françaises qui sont géographiquement assez proche des Alpes Suisses. L'hypothèse selon laquelle ces erreurs seraient liées à des artefacts semble possible mais limitée car les artefacts atmosphériques laissent apparaître des taches caractéristiques sur les interférogrammes qui affectent plusieurs dizaines de kilomètres sur les interférogrammes mais qui n'empêchent pas la détection du mouvement des glaciers rocheux qui représentent généralement quelques centaines de mètres de long ou de large. Quant aux filtres utilisés pendant le traitement des données, il est possible qu'ils aient fait disparaître une certaine quantité d'informations présentes originellement sur les données, donc potentiellement tout ou partie des 6 glaciers rocheux en question. Malgré tout, cet impact semble également limité car nous avons pris soin de ne pas considérer les glaciers rocheux de petite taille pour, justement, parer au mieux à cette éventualité.

Ces hypothèses écartées, ce qui semble le plus probable pour expliquer les cas non confirmés de la comparaison avec l'inventaire du Queyras est celle qui suppose des erreurs d'interprétation lors de la création de l'inventaire des glaciers rocheux ou des vitesses trop lentes pour être détectées sur nos interférogrammes. Etant donné le pourcentage significatif d'informations concordantes entre l'inventaire et les données D-InSAR (85,7 %) ainsi que la difficulté de faire la différence entre un glacier rocheux actif ou inactif sans données directes de déplacement, il semble probable que la majorité des 6 cas particuliers qualifiés d'actifs dans l'inventaire aient des vitesses trop

faibles pour être détectés sur nos interférogrammes (quelques centimètres par an) ou qu'ils soient en réalité inactifs.

Pour l'inventaire dans la haute vallée de l'Arc, le moins bon pourcentage de concordances s'explique aussi pour une autre raison. En effet, l'auteur a choisi de ne pas faire de distinction entre « glaciers rocheux actifs » et « glaciers rocheux inactifs », en les regroupant dans une catégorie « glaciers rocheux frais ». Il est vrai que sans donnée de mouvement, il est souvent difficile de faire la différence. En conséquence, cela explique probablement une grande partie des 17 glaciers rocheux frais de l'inventaire non détectés sur les interférogrammes. Il est fort possible que ces formes soient inactives et donc logiquement non détectées sur les interférogrammes.

C'est également une différence de définition qui est à l'origine des 36 glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes mais non répertoriés dans l'inventaire. Dans la littérature scientifique, certains auteurs estiment que la présence de bourrelets et de sillons est essentielle à l'identification d'un glacier rocheux (Capps 1910 ; Vitek & Giardino 1987 dans Monnier 2004) alors que pour d'autres, elle n'est pas nécessairement requise (par exemple Evin 1987 ; Delaloye 2004). Or dans l'inventaire de la haute vallée de l'Arc, l'auteur prend comme élément essentiel de l'identification des glaciers rocheux la présence de bourrelets et de sillons, contrairement à notre étude durant l'analyse des interférogrammes. Cela explique les 36 formes détectées en plus de celles de l'inventaire qui correspondent bien, après vérification, à des glaciers rocheux dont la morphologie de surface ne présente pas, ou peu, de bourrelets et de sillons marqués.

7.4 Bilan des résultats obtenus avec les données ERS

Cette première étude à l'échelle multirégionale, bien qu'incomplète, a tout de même permis d'obtenir une première contribution quant à la localisation des glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises par l'intermédiaire de la méthode D-InSAR. Cela se traduit par une carte faisant figurer 152 glaciers rocheux actifs répartis dans les Alpes françaises pour lesquels un ordre de grandeur de vitesses a été estimé. Jusqu'à présent, et d'après le réseau de suivi national du permafrost en France (PermaFRANCE), seuls 7 glaciers rocheux disposaient de données de mouvements (par GPS ou théodolite (Schoeneich *et al.* 2010)). Les autres formes des Alpes françaises, qualifiées d'actives dans les inventaires et la littérature scientifique, le sont uniquement sur la base de données et d'observations indirectes. Cette étude a donc permis de multiplier par plus de 20 le nombre de glaciers rocheux que l'on peut qualifier d'actifs sur la base de données de mouvements. En revanche, plusieurs limites importantes ont sensiblement limité nos résultats :

- le principal problème est le manque de données en orbites ascendantes qui limite les résultats aux versants de la moitié ouest (de 180° à 360°) ;
- au final, les contraintes méthodologiques et de traitements d'images n'ont permis de générer que peu d'interférogrammes au regard de la masse d'archives disponible ;
- les pas de temps de nos interférogrammes n'étaient assez longs pour permettre la détection de mouvements de quelques centimètres par an (au moins six mois ou un an aurait été nécessaire pour cela) ;
- les données de mouvements de surface obtenues sont des ordres de grandeurs et non des valeurs absolues ;
- la différenciation entre mouvements latéraux et verticaux est délicate à estimer pour de très faibles mouvements ;
- les images d'archives d'ERS utilisables pour de l'interférométrie radar différentielle datent des années 1990. Les résultats obtenus sont donc des données de mouvements des glaciers rocheux au cours de cette décennie. Mais la température du pergélisol, qui régit directement la vitesse des glaciers rocheux à l'échelle décennale (Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010 ; Kääb *et al.* 2006), a peu évolué en quelques décennies (Delaloye, Lambiel, *et al.* 2010). On peut donc admettre que la très large majorité des résultats obtenus est toujours valable à l'heure de l'écriture de ce manuscrit ;
- la résolution au sol des images radar ERS (25 m) ne permet pas d'obtenir de résultats robustes pour certains glaciers rocheux actifs de petite taille (< 300m).

Pour toutes ces raisons, cette étude n'est que partiellement satisfaisante. C'est également pour cela que nous n'avons pas trouvé pertinent d'effectuer plus de statistiques à partir de notre échantillon de détection. Les facteurs limitants sont trop importants pour que l'échantillon soit représentatif des glaciers rocheux actifs des Alpes françaises, que ce soit pour les Alpes du Nord ou les Alpes du Sud. De plus, nos résultats n'ont malheureusement pas pu être comparés aux données de déplacement de surface des glaciers rocheux mesurées régulièrement par le réseau PermaFRANCE. Ils étaient pour la plupart mal orientés ou trop lents pour être détectés sur nos interférogrammes.

Nous avons par la suite décidé de mettre de côté les données ERS pour centrer nos efforts sur une seconde étude avec des données provenant du satellite TerraSAR-X. Notre projet auprès du DLR ayant été accepté, cela nous a permis de démarrer une

nouvelle étude avec un peu plus d'expérience pour le traitement des images SAR et l'analyse des interférogrammes, des données de meilleure résolution, mieux paramétrées et acquises selon nos critères (période et secteur géographique). Cela nous a également permis d'obtenir des mesures de déplacement simultanées par D-InSAR et par GPS pour certains glaciers rocheux.

Chapitre 8 - Détection de mouvements de glaciers rocheux avec les données TerraSAR-X

En préambule de ce chapitre, nous proposons une synthèse sur les modalités du projet TerraSAR-X ainsi qu'un rappel des objectifs visés à cette échelle régionale.

Par l'intermédiaire du projet LAN_1426 du DLR, nous avons acquis durant l'été 2012 une série d'images SAR provenant du satellite TerraSAR-X en mode *StripMap* (section 5.1.2, p77 pour plus d'informations sur le satellite et les résolutions). Vingt images ont été commandées au-dessus de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise entre le 10 juillet et le 20 octobre (10 en mode ascendant et 10 autres en mode descendant). L'angle de visé était de 31° pour les passages ascendants et de $21,5^\circ$ pour les passages descendants. La taille des pixels (radar) annoncé est de 2,05m en azimuth et de 0,90m dans ligne de visée. La répétitivité de passage du satellite est de 11 jours avec un décalage de 3 jours entre le passage descendant et ascendant. On se référera à la section 6.2 (p93) pour les caractéristiques du terrain et plus spécifiquement à la figure 39 (p94) pour l'emprise spatiale de la zone couverte par les images TSX. Sur les vingt images commandées, seules 15 ont réellement été acquises par TSX durant l'été. Les 5 autres ont été annulées par le DLR à cause de « conflits » au moment de l'acquisition. Nous n'avons pas trouvé plus de détails dans les informations de suivi des acquisitions fournies par le DLR mais à priori cela peut être lié à deux causes principales : i) une commande commerciale de dernière minute (commande prioritaire par rapport aux acquisitions scientifiques) ou ii) l'impossibilité d'orienter le capteur radar suffisamment rapidement entre la précédente acquisition et la nôtre si les inclinaisons sont différentes.

L'acquisition de ces données de dernière génération, nous a permis de lister de nombreux objectifs que nous rappelons ici :

- comparer les interférogrammes obtenus avec TSX et ceux provenant des satellites ERS pour ce qui est des valeurs de « *baseline* », du recalage des images, de la qualité des interférogrammes (bruit présent sur les interférogrammes) ;
- évaluer le nombre de détections supplémentaires pour une résolution au sol de 10 mètres par pixel par rapport aux 25 mètres d'ERS-1 & 2 ;
- la résolution au sol étant 2,5 fois supérieure avec TSX qu'avec ERS, il est probable que des franges d'interférences mieux résolues apparaissent pour certains glaciers rocheux, comparées aux données ERS, ce qui pourrait permettre de lever l'ambiguïté des phases (*modulo* 2π) et ainsi de quantifier les mouvements ;

- comparer les données de déplacement acquises sur le terrain durant l'été 2012 par GPS continu avec les données D-InSAR quantifiées afin d'en évaluer la précision ;
- estimer de potentiels changements de vitesse survenus entre les années 1990 (ERS) et 2012 (TSX) pour les glaciers rocheux détectés dans les deux études ;
- évaluer l'apport des données TSX pour le suivi du glacier rocheux déstabilisé de Pierre Brune préalablement détecté sur les données ERS ;
- et enfin, apporter une contribution à l'étude du pergélisol de montagne en compilant des données sur l'activité des glaciers rocheux dans notre secteur d'étude avec des données satellitaires à haute résolution provenant du satellite radar civil le plus performant au moment de la réalisation de l'étude.

8.1 Synthèse des interférogrammes générés

8.1.1 Choix des images et interférogrammes générés

Comme pour les données ERS, nous avons dû sélectionner les données pertinentes pour générer les interférogrammes parmi les 15 images que nous avons reçues. Les critères de sélection étaient les mêmes mais comme il ne s'agissait pas d'images d'archives, nous avons pu choisir les périodes d'acquisition et les « *baselines* » n'ont été mesurées qu'à la réception des données. Pour les conditions du terrain au moment des acquisitions, nous avons utilisé les données de précipitations de MétéoFrance et complété ces informations avec les webcams de certaines stations de ski afin d'évaluer la nébulosité du secteur au moment de l'acquisition. Nous avons notamment utilisé les webcams de Val d'Isère qui fournissent une image par heure et pour des orientations différentes. Bien que ne couvrant pas tout notre secteur, cela nous a tout de même permis d'avoir une assez bonne idée des conditions météorologiques les jours des acquisitions. A partir de nos observations et des données de précipitations, nous avons identifié trois types d'images différentes (voir annexe 3) : i) les images utilisables (pas de précipitation les jours J et J-1 et un ciel dégagé), ii) les images utilisables dans un second temps et avec précaution (pas de précipitation le jour J et moins de 2mm la veille et/ou une couverture nuageuse importante au moment de l'acquisition) et iii) les images inutilisables (précipitations le jour de l'acquisition).

Les 15 images reçues étaient composées des 10 images descendantes que nous souhaitions mais de seulement 5 des 10 ascendantes que nous avons préalablement commandées. Les 5 autres images ont été annulées quelques jours avant l'acquisition.

Malheureusement pour nous, les dates correspondaient à des jours de temps sec et clair⁴⁵. Finalement, 6 images descendantes ont été classées comme utilisables et seulement 1 ascendante. Etant donné le peu d'images ascendantes fiables dont nous disposions et afin de trouver un bon compromis entre résultats et temps de travail vis-à-vis du délai imparti, nous avons opté pour des stratégies différentes selon le type de passage :

- pour les images descendantes, nous avons généré tous les interférogrammes possibles à partir des images classées comme « utilisables »⁴⁶ et mis provisoirement de côté la seule image « utilisable avec précaution » (les trois autres étant inutilisables) ;
- pour les images ascendantes, nous avons généré tous les interférogrammes possibles à partir des 5 images dont nous disposions (4 classées comme « utilisables avec précaution » et 1 comme « utilisable »⁴⁶).

Nous n'avons eu aucun problème pour le traitement des images descendantes, tous les couples d'images ont donné des interférogrammes satisfaisants. En revanche les « *baselines* » des images ascendantes étaient très élevées et donc inutilisables avec les caractéristiques du MNT dont nous disposons. Manifestement nous ne sommes pas les seuls à avoir eu ce problème de « *baselines* » : des collègues suisses travaillant sur une orbite très proche en Bas-Valais ont eu le même problème avec leurs acquisitions TSX de l'été 2012 (Barboux comm. pers.). Les raisons de ce décalage orbital me sont inconnues à l'écriture de ces lignes.

Le tableau 7 page suivante liste l'ensemble des 17 interférogrammes générés ainsi que leur principales caractéristiques.

⁴⁵ Cela nous laisse donc penser que des acquisitions prioritaires commerciales ont choisi ces bons créneaux météo, nous laissant par la même occasion les passages de TSX pour des conditions moins clémentes.

⁴⁶ Sous réserve de « *baseline* » inférieure à 200m et de bonne corrélation des images durant les traitements.

Dates des images SAR	Nombre de jours	« <i>Baseline</i> » perpendiculaire (mètre, valeur absolu)	Type de passage des satellites
12-08-2012 / 23-08-2012	11	47	Descendant
01-08-2012 / 12-08-2012	11	4	
25-08-2012 / 06-10-2012	11	70	
01-08-2012 / 23-08-2012	22	32	
10-07-2012 / 01-08-2012	22	35	
10-07-2012 / 12-08-2012	33	30	
23-08-2012 / 25-09-2012	33	22	
10-07-2012 / 23-08-2012	44	5	
12-08-2012 / 25-09-2012	44	15	
23-08-2012 / 06-10-2012	44	80	
01-08-2012 / 12-08-2012	55	12	
12-08-2012 / 06-10-2012	55	53	
01-08-2012 / 12-08-2012	66	70	
10-07-2012 / 25-09-2012	77	27	
10-07-2012 / 06-10-2012	88	87	
13-07-2012 / 15-08-2012	33	94	Ascendant
13-07-2012 / 17-09-2012	66	24	

Tableau 7 : Caractéristiques des interférogrammes générés avec les données TerraSAR-X triés selon le nombre de jours et par ordre chronologique.

8.1.2 Précision méthodologique

Réalisation de l'inventaire et ordres de grandeur de déplacement

L'analyse des interférogrammes a globalement suivi les mêmes principes que pour les interférogrammes provenant d'ERS (voir section 7.1.2 p105) sauf la double analyse par des personnes séparées qui n'a pas pu être réalisée par manque de temps. Quant aux ordres de grandeur de vitesse, nous avons décidé de garder les mêmes par rapport aux données ERS afin que les résultats soient comparables. Mais en tenant compte des caractéristiques de TerraSAR-X ($\lambda=3,1\text{cm}$ soit $\lambda/2=1,55\text{cm}$) et des différents pas de temps dont nous disposons, nous avons ajouté trois nouvelles catégories : cm(s)/an , $\sim 0,5\text{m/an}$ et $>0,5\text{m/an}$. Comme pour ERS, les ordres de grandeur de déplacement sont

réévalués sur une base annuelle, plus usuelle pour l'étude des déplacements des glaciers rocheux. Le tableau 8 récapitule les ordres de grandeur retenus en fonction des pas de temps.

Pas de temps (jour)	Somme pour un déplacement de $\lambda/2$ extrapolé sur une année (cm)	Ordre de grandeur retenu
11 décorrélé	?	>0,5m/an
11	50	~0,5m/an
22	26	dm(s)/an
33	17	dm(s)/an
44	12	dm/an
55	11	dm/an
66	9	dm/an
77	8	dm/an
88	6	cm(s)/an

Tableau 8 : Récapitulatif des ordres de grandeur retenus en fonction des pas de temps des interférogrammes et des vitesses annuelles estimées pour un tour de phase.

La catégorie cm(s)/an a été ajoutée pour l'interférogramme à 88 jours dont les vitesses de détection rapportées à l'année sont de l'ordre de 6cm/an. C'est sur cet interférogramme que nous pourrions détecter les mouvements les plus lents. Notre panel d'interférogrammes ne permettra pas de détecter les glaciers rocheux dont les mouvements sont inférieurs à 6cm/an. Quant à la catégorie ~0,5m/an, elle se rapporte aux interférogrammes de 11 jours dont les vitesses de détection rapportées à l'année sont de l'ordre de 50cm/an⁴⁷. Enfin, la catégorie >0,5m/an nous a servi pour les glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes à 11 jours mais dont le signal est complètement ou très fortement décorrélé (cohérence faible). Cela indique des vitesses supérieures à 50cm/an et soulève un point important qui doit être évoqué : la vitesse maximale de détection à partir des données TerraSAR-X.

En effet, avec le satellite TSX le pas de temps le plus court dont nous disposons est de 11 jours. Cela réduit les possibilités de quantifier les vitesses des glaciers rocheux les plus rapides. Certes la résolution de 10 mètres permet d'affiner le maillage pixelique

⁴⁷ (365J/11J) x 1,55cm = 51cm/an.

qui définit la surface d'un glacier rocheux mais la limite de détection de déplacement entre deux pixels reste cependant toujours de l'ordre de la demi-longueur d'onde soit 1,55cm pour TSX. Au-delà, la cohérence est perdue (Massonnet & Feigl 1998) et l'interférogramme décorrélé. De plus, dans le travail de Barboux *et al.* (2012), une comparaison entre des données de mouvements, effectuée à partir de données TSX et de données GPS pour des glaciers rocheux situés dans le Valais, a montré que plus le déplacement se rapproche de la demi-longueur d'onde plus l'écart de mesure entre D-InSAR et GPS s'accroît (Barboux *et al.* 2012 ; Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013). Les glaciers rocheux (ou zones de glaciers rocheux) dont les vitesses sont supérieures à 1,55cm/11j soit environ 0,5m/an seront par conséquent décorrélés. Cette information est néanmoins utilisable en créant une catégorie supplémentaire non bornée qui englobe les mouvements supérieurs à 0,5m/an. Pour inclure une détection dans cette catégorie, il faut s'assurer que la décorrélation n'est pas liée à un autre facteur que le déplacement comme un résidu de neige ou des mouvements trop désordonnés. Pour réduire les biais potentiels, nous avons, pour cette catégorie, comparé visuellement deux ortho-images de 2006 et 2009 afin d'évaluer si les glaciers rocheux présentaient bien des signes de mouvement de l'ordre d'au moins 1,5 mètres entre les 3 années (>0,5m x 3an).

Pourquoi un ordre de grandeur de déplacement ?

Bien que les déplacements détectés sur les interférogrammes TSX puissent souvent être plus précis que les ordres de grandeur évoqués (il est fréquent avec TSX de pouvoir quantifier les mouvements), il semble tout de même plus prudent de ne donner qu'un ordre de grandeur lors de la réalisation de l'inventaire et cela pour plusieurs raisons :

- d'abord, les mouvements détectés représentent la composante du déplacement sur l'axe de visée du satellite et pas nécessairement dans l'axe de fluage principal du glacier rocheux, ce qui induit de fortes disparités de valeurs de déplacement entre deux détections quasi identiques si les orientations sont différentes ;
- ensuite, le mouvement détecté est une valeur instantanée entre les deux acquisitions or nous avons vu que les mouvements de glaciers rocheux ne sont pas uniformes tout au long de l'année (voir dernier paragraphe de la section 7.1.2, p105) ;
- et enfin la quantification de l'ensemble des mouvements détectés sur des glaciers rocheux sur les 17 interférogrammes nécessiterait un point de calage (GPS) ou une zone de calibration (zone sans déplacement) pour chaque forme, ce qui n'est pas toujours aisé et demanderait un temps de travail bien plus long.

Quantification des déplacements

La résolution au sol étant de 10 mètres avec TSX, nous avons constaté, après avoir généré les premiers interférogrammes, qu'il serait souvent possible d'observer une ou plusieurs franges complètes ou des fractions de franges bien définies et corrélées sur les glaciers rocheux détectés contrairement à nos interférogrammes ERS. Il est alors possible de quantifier le déplacement de certains glaciers rocheux le long de profils dans l'axe du glacier rocheux en déroulant les phases manuellement puis en calculant les valeurs de déplacement le long de l'axe du profil. Pour cela, il faudra d'abord s'assurer que la cohérence de l'interférogramme n'est pas trop basse dans la zone de la détection (on estime généralement qu'en dessous de 0,5 le signal commence à se détériorer) puis dérouler les phases et en déduire les valeurs de déplacements par rapport à un point fixe ou connu. Cette méthode, proposée par Barboux *et al.* (voir par exemple Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013), pourra s'appliquer pour certains glaciers rocheux présentant des intérêts particuliers comme celui de Pierre Brune si les données D-InSAR sont favorables à cela. Mais cela semble trop chronophage lors de la réalisation d'un inventaire de formes actives par rapport à l'évaluation que nous avons évoquée dans les paragraphes précédents pour que cela soit fait systématiquement pour chaque glacier rocheux détecté. L'évaluation des déplacements donne une première estimation satisfaisante de la vitesse de nombreux glaciers rocheux pour un travail d'inventaire et pour un temps de travail de quelques mois.

Au regard des éléments que nous venons d'évoquer et des pas de temps de nos interférogrammes, nous avons vu que les bornes inférieures et supérieures de nos estimations de vitesses sont d'environ : 6 cm/an (88j) pour les mouvements les plus lents et 0,5m/an (11j) ou éventuellement >0,5 m/an (11j décorrélé) pour les plus rapides. Les données TSX sont donc moins appropriées que celles des satellites ERS pour détecter les glaciers rocheux dont les mouvements sont les plus rapides (plusieurs mètres par an). En revanche les paramètres orbitaux sont mieux connus, les « *baselines* » généralement plus courtes et la résolution meilleure, ce qui rend les données TSX plus fiables pour les traitements D-InSAR avec les contraintes inhérentes à nos objets d'études.

8.2 Résultats généraux

Il s'agit ici de présenter les résultats liés à l'inventaire des glaciers rocheux détectés sur l'ensemble des interférogrammes. D'abord nous exposerons une cartographie générale des glaciers rocheux détectés et des ordres de grandeurs de leurs déplacements puis nous présenterons quelques caractéristiques et statistiques tirées de cet échantillon. Ensuite, comme nous l'avons fait avec nos résultats provenant d'ERS, nous comparerons notre inventaire de glaciers rocheux actifs détectés par D-InSAR (TSX) à l'inventaire de glaciers rocheux réalisés à partir d'ortho-images et de visites de terrain par Monnier pour la haute vallée de l'Arc (Monnier 2006), et cela afin d'évaluer l'apport que nos résultats peuvent avoir sur ce type d'inventaire.

Dans une troisième section nous essayerons d'évaluer si des changements de vitesses se sont produits entre les années 1990 et 2012 en comparant les bases de données de glaciers rocheux actifs obtenues avec ERS et TSX. Enfin, nous verrons dans quelle mesure il est possible de quantifier le mouvement de certains glaciers rocheux à travers une application concrète sur le glacier rocheux de la Fournache.

8.2.1 Cartographie et caractéristiques générales des détections

L'analyse de l'ensemble des interférogrammes générés a abouti à une base de données comprenant 455 détections de mouvements au sein du milieu périglaciaire (404 sur les interférogrammes descendants et 51 sur les ascendants). Parmi toutes ces détections de mouvements, 314 ont été identifiées comme des mouvements de glaciers rocheux (figure 46). Ces 314 détections sur des glaciers rocheux représentent 264 glaciers rocheux différents. C'est-à-dire que pour certains d'entre eux plusieurs détections apparaissent à des pas de temps différents sur des zones différentes ou sur les deux passages ascendant et descendant. Dans ce cas, le mouvement le plus rapide détecté sur l'ensemble du glacier rocheux a été retenu. Nous aboutissons donc à une base de données de 264 glaciers rocheux actifs.

Les 141 autres formes qui ont été inventoriées n'ont pas pour l'heure bénéficié d'une étude approfondie afin de définir précisément de quels modèles géomorphologiques il s'agissait (souvent des glissements de terrains, des tassements ou des marges proglaciaires ; voir l'annexe 4 qui présente quelques exemples de formes détectées autres que des glaciers rocheux).

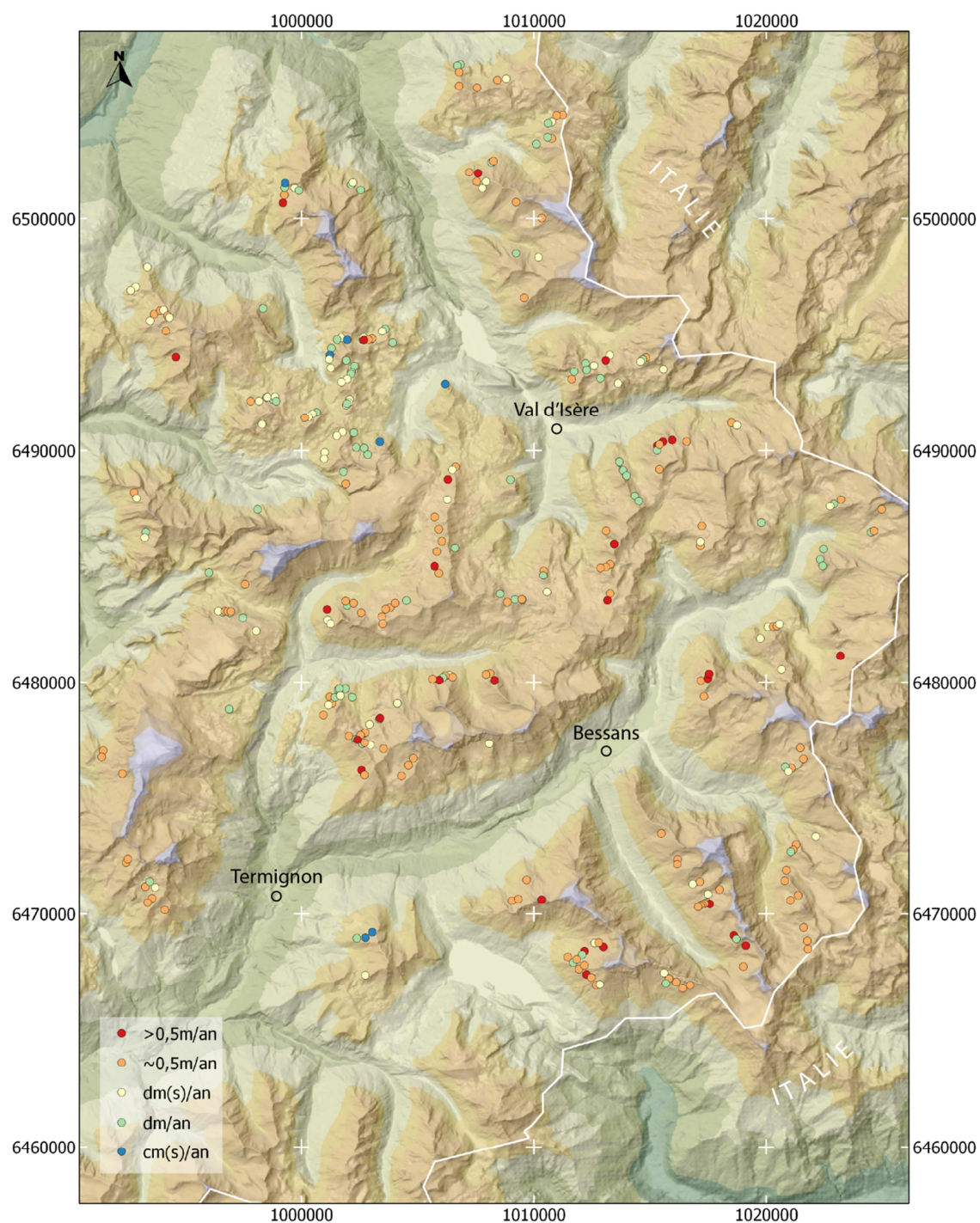


Figure 46 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement de l'ensemble des détections de mouvements sur les interférogrammes TSX sur des glaciers rocheux (tous passages confondus) pour le secteur Haute Maurienne / Haute Tarentaise. Chaque point de couleur représente une zone de mouvement détectée sur un glacier rocheux ; Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.

La figure 47 présente trois exemples de glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes TSX pour lesquels nous allons détailler la façon dont nous avons évalué leur ordre de grandeur de vitesse de déplacement :

- A : le glacier rocheux des Mines. Sur l'interférogramme à 11 jours, un signal corrélé se dessine avec un motif de frange bien défini tandis que l'amont de la forme est déjà décorrélé. Sur celui à 33 jours une large partie du glacier rocheux est décorrélée tandis qu'à 66 jours l'ensemble est décorrélé. Cette forme a été classée dans la catégorie $\sim 0,5\text{m/an}$;
- B : l'ensemble de glaciers rocheux de la pointe du Lamet. L'interférogramme à 11 jours laisse apparaître 2 détections, la première au niveau de l'ensemble à l'ouest sur lequel on voit un motif de frange corrélé sur une petite partie de la forme, et la seconde au niveau du glacier rocheux du nord-est dont la partie terminale est corrélée alors que les $\frac{3}{4}$ amont sont déjà décorrélés. A 66 jours, l'ensemble de l'ouest n'évolue guère à part la petite zone détectée à 11 jours qui est désormais décorrélée. Le glacier rocheux du nord-ouest est lui décorrélé tandis qu'un motif apparaît maintenant sur la partie terminale du lobe central. A 77 jours les motifs n'évoluent quasiment pas. Suivant ces observations, l'ensemble ouest est classé dans $\sim 0,5\text{m/an}$, le nord-ouest dans $>0,5\text{m/an}$ et le central dans dm/an ;
- C : le glacier rocheux nord-ouest de la pointe de la Vallaisonnay. A 11 jours les lobes est et ouest exposent des motifs très clairs. En revanche on notera que la différence de phase du motif du lobe est est plus faible (le bleu et le rouge correspondent aux deux extrêmes d'une frange). A 44 jours, l'aval du lobe ouest est toujours corrélé tandis que l'amont de celui-ci ainsi que le lobe est sont décorrélés. A 77 jours, les observations sont moins évidentes, l'interférogramme est davantage bruité. On observe malgré tout que l'aval du lobe ouest est toujours corrélé et donc que la vitesse de déplacement est plus faible que celle de l'amont. Le lobe ouest est classé dans la catégorie $\sim 0,5\text{m/an}$ et celui de l'est dans dm(s)/an aux vu de l'ensemble des interférogrammes (et pas uniquement ceux présentés sur la figure 47 qui orienteraient plutôt vers la catégorie $\sim 0,5\text{m/an}$).

Ces exemples de détection commentés, et particulièrement le dernier évoqué (exemple C) montrent la subjectivité qui existe parfois lors de l'analyse des interférogrammes. Si la détection d'un mouvement devient rapidement assez simple pour un utilisateur régulier (il suffit d'identifier des motifs de couleurs qui varient des alentours et dont la topographie des lieux est susceptible de montrer des mouvements), il n'en est pas de même au moment d'évaluer l'ordre de grandeur de la vitesse du

déplacement annuel. Il est préférable d'une part que les opérateurs soient coutumiers de ce type de données et d'autre part d'avoir à disposition un grand nombre d'interférogrammes de manière à ce que l'évaluation du mouvement se fasse sur un maximum d'informations. Plus l'utilisateur est exercé à l'analyse de données D-InSAR et les interférogrammes nombreux et temporellement variés, plus l'évaluation de l'ordre de grandeur de déplacement sera pertinente.

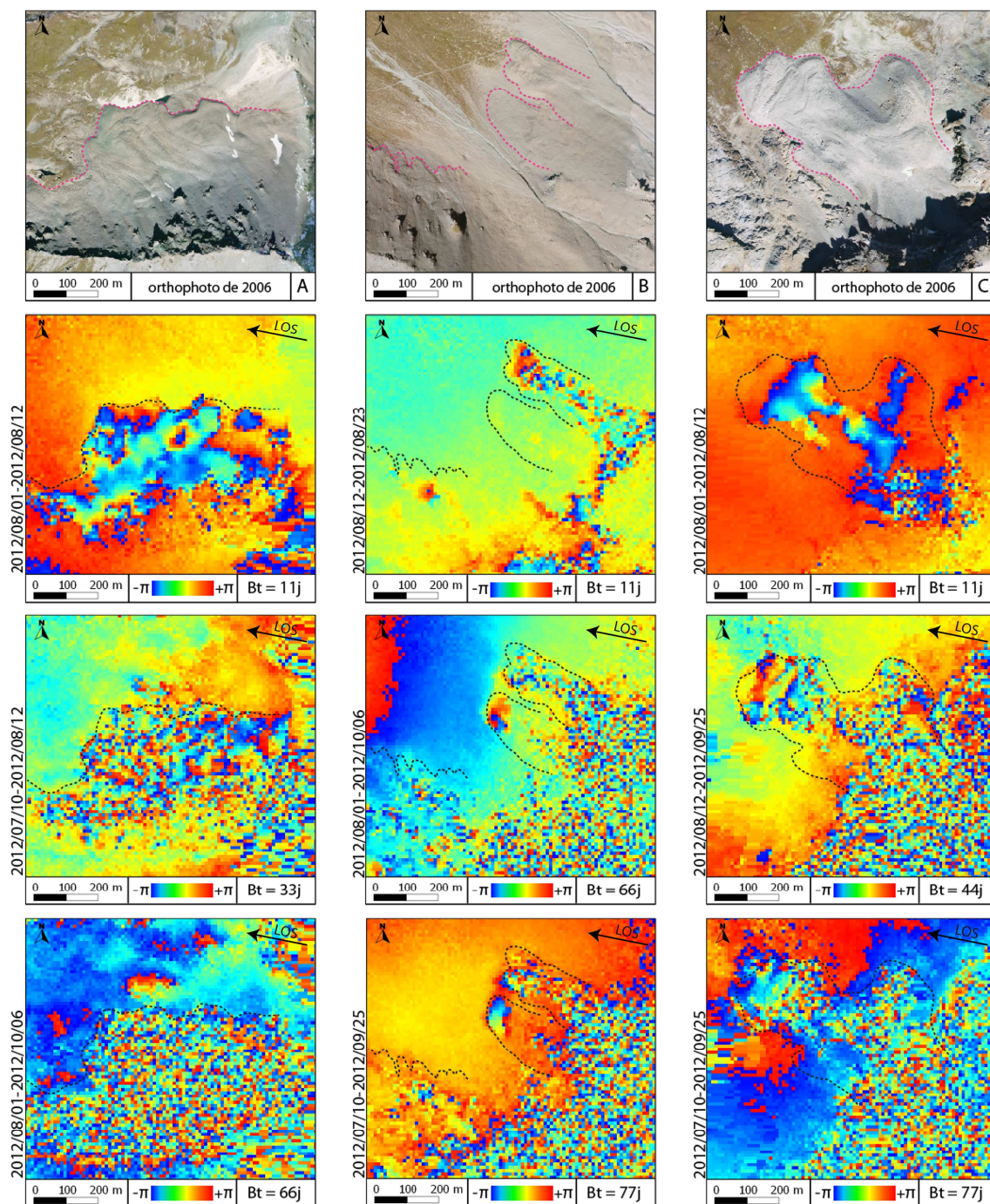


Figure 47 : Exemples de détections de mouvements de glaciers rocheux sur des interférogrammes descendants issus des données TerraSAR-X. A : glacier rocheux des Mines ; B : ensemble de glaciers rocheux de la pointe du Lamet ; C : glacier rocheux nord-ouest de la pointe de la Vallaisonnay. Bt indique le « pas de temps » des interférogrammes (« *Baseline* » temporelle) et LOS la ligne de visée du satellite « *Line Of Sight* ». Les valeurs de phases ne sont pas déroulées mais un cycle de phase $[-\pi ; +\pi]$ vaut 1,55 cm (demi-longueur d'onde du capteur TSX). Les traits-tillés délimitent les bords des fronts principaux et visibles sur les ortho-images des glaciers rocheux. Par souci de clarté, la couleur rose utilisée classiquement pour délimiter les phénomènes périglaciaires ne figure que sur les ortho-images.

La base de données de mouvements créée à partir des interférogrammes TSX nous permet de fournir quelques statistiques sur notre échantillon de glaciers rocheux. Tout d'abord la répartition des ordres de grandeur de vitesse des détections, qui sont présentés dans la figure 48, montrent que 89% des détections sont dans les catégories dm/an, dm(s)/an ou ~0,5m/an. Seulement 2% ont des vitesses estimées à quelques centimètres par an. Le faible pourcentage de cette catégorie doit être mis en lien avec deux éléments explicatifs : i) souvent, seule une petite zone du glacier rocheux a des vitesses estimées à quelques centimètres par an et une catégorie plus rapide est préférée, au regard des détections à d'autres pas de temps ; ii) les interférogrammes au pas de temps les plus élevés (66, 77 et 88 jours) sont assez bruités et les versants sur lesquels sont localisés les glaciers rocheux sont très souvent entièrement décorrélés, laissant peu de zones analysables (voir annexe 5).

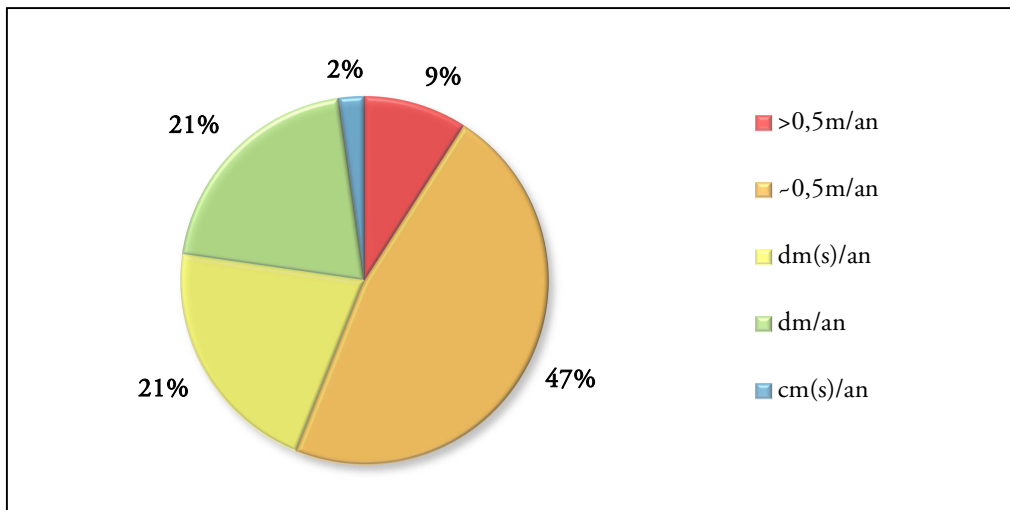


Figure 48 : Diagramme en secteur du pourcentage de glacier rocheux détectés pour chaque ordre de grandeur des vitesses estimées.

L'ensemble des détections se répartissent entre 2392m et 3297m d'altitude. Cependant la grande majorité de cet ensemble (88%) se concentre entre 2501 et 3000m d'altitude. La figure 49 qui détaille le nombre d'individus par ordre de grandeur de vitesse de détection et par tranche altitudinale de 100m montre que la part des catégories des trois vitesses les plus lentes (cm(s)/an, dm/an et dm(s)/an) diminue de manière quasi continue avec l'augmentation des tranches altitudinales. La figure 50 qui détaille cette diminution montre que pour les deux tranches altitudinales les plus basses (entre 2301 et 2500m), 100% des détections sont dans les 3 catégories de vitesses les plus lentes. A l'autre extrémité, seules 3 détections sur 22 des tranches d'altitudes les plus élevées (3001m-3300m) sont dans ces catégories. Entre les deux, la baisse est relativement régulière. Cette tendance se confirme également si les tranches d'altitudes peu représentatives (ayant moins de 10 individus) ne sont pas prises en

compte, c'est-à-dire les 2 tranches altitudinales les plus basses ainsi que les deux les plus hautes. Cela est indiqué sur la figure 50 par deux bandes grises qui représentent les valeurs à ne pas prendre en compte. De plus, toujours sans prendre en compte les tranches d'altitudes peu représentatives, on constate que les catégories de vitesse les plus largement réparties dans chaque tranche d'altitude sont dm/an, dm(s)/an et $\sim 0,5$ m/an qui représentent toujours entre 85% et 100% des individus dans chaque tranche d'altitude. Ayant analysé 3 interférogrammes à 11 jours, nous pouvons estimer que les glaciers rocheux qui ont des vitesses de déplacement supérieures à 0,5m/an ne semblent pas être les plus répandus dans le secteur Haute Maurienne / Haute Tarentaise. En revanche, nous ne pouvons faire la même remarque pour les glaciers rocheux ayant des vitesses de quelques centimètres par an car nous n'avons analysé qu'un seul interférogramme à 88 jours qui de plus était assez bruité.

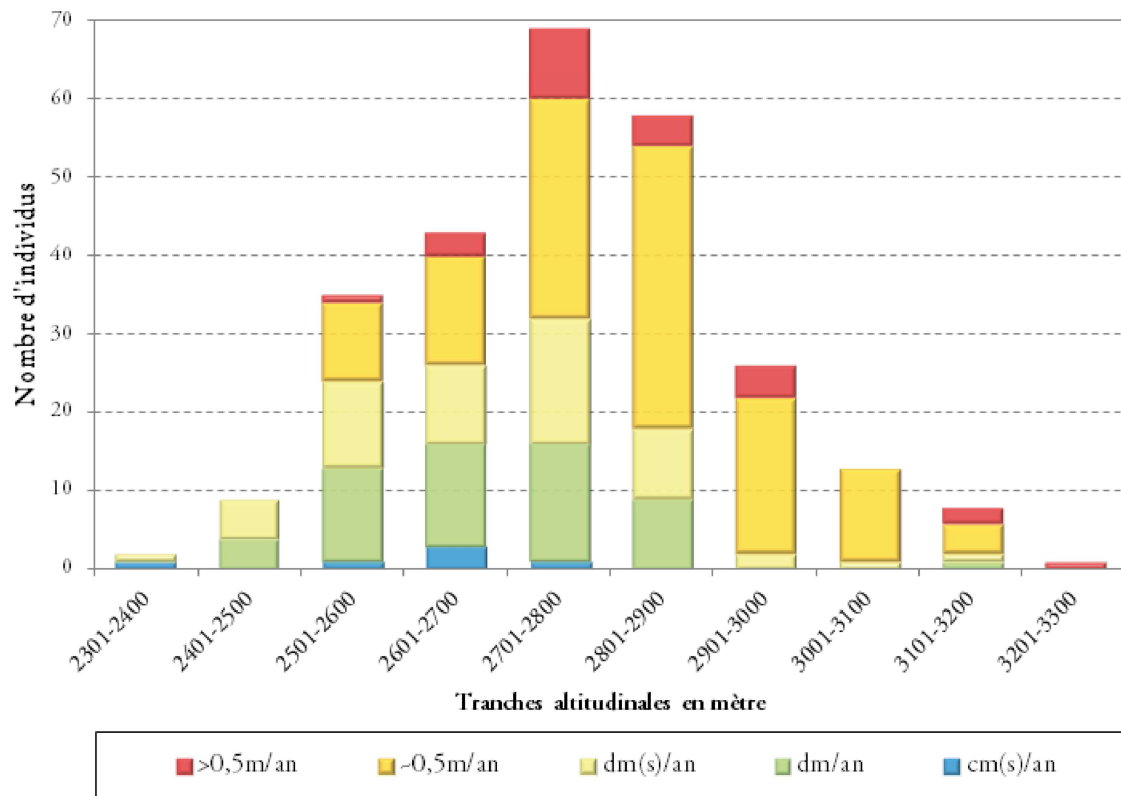


Figure 49 : Répartition du nombre d'individus pour chaque ordre de grandeur de vitesse classé par tranche altitudinale de 100m.

Toujours concernant les glaciers rocheux détectés dont l'ordre de grandeur est de quelques centimètres par an, il est possible que certains soit inactifs et que la fonte de glace interne engendre des phénomènes de subsidences détectés sur les interférogrammes. Théoriquement, ces mouvements verticaux sont visibles sur les interférogrammes sous la forme de franges concentriques indiquant un affaissement.

Cependant, sur ceux que nous avons générés et analysés, nous n'avons pas vu de tels motifs pendant la réalisation de l'inventaire.

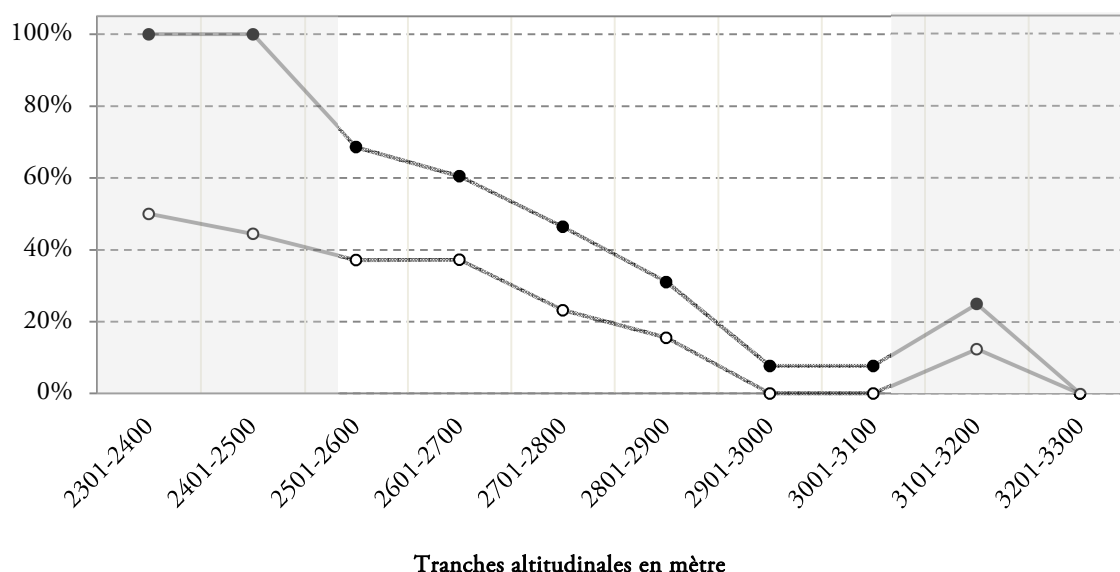


Figure 50 : Fréquence des catégories de vitesses les plus lentes au sein de chaque tranche altitudinale. Les points noirs valent pour la somme des fréquences des catégories cm(s)/an, dm/an et dm(s)/an ; les points blancs cerclés de noir pour la somme des fréquences des catégories cm(s)/an et dm/an. Les zones grisées correspondent aux tranches altitudinales pour lesquelles le nombre d'individus est inférieur à 10 (voir le texte pour les explications).

Comme nous l'avons déjà vu, la vitesse de fluage des glaciers rocheux est régie par de multiples facteurs dont l'altitude n'est qu'un parmi d'autres. Les chiffres et commentaires que nous venons d'évoquer montrent certes l'influence de l'altitude sur la vitesse de fluage des glaciers rocheux mais il faut garder à l'esprit que nous n'avons pas les moyens dans notre inventaire de discerner la part que celle-ci a au sein de l'ensemble des autres facteurs. De plus, ces observations ne concernent qu'un échantillon de glaciers rocheux qui proviennent tous de la même zone géographique (Haute Maurienne / Haute Tarentaise). Généraliser nos résultats n'est pas envisageable compte tenu de la variabilité des contextes climatiques et géomorphologiques au sein desquels s'établissent les glaciers rocheux.

8.2.2 Comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc

Pour la comparaison avec l'inventaire de la haute vallée de l'Arc, nous avons adapté l'échantillon de Monnier aux caractéristiques des données TSX. Nous n'avons pris en compte que les formes potentiellement détectables par les données radar TSX c'est-à-dire les glaciers rocheux n'étant pas localisés dans des zones d'ombres ou de repliement. Nous n'avons pas ici défini de seuil de taille comme avec ERS car nous estimons que cela n'est pas nécessaire étant donné la résolution des interférogrammes TSX (2,5 fois meilleure que celle d'ERS).

Nous obtenons les résultats suivants : sur 41 glaciers rocheux frais inventoriés et potentiellement détectables sur les interférogrammes TSX, 35 l'ont été, soit 85 % de détections concordantes. Comme pour ERS, les 6 cas non détectés sont probablement des glaciers rocheux inactifs puisque la catégorie « frais » proposée par l'auteur ne distingue pas les glaciers rocheux actifs des inactifs. A l'inverse, sur les 24 glaciers rocheux localisés dans des zones analysables par D-InSAR mais qualifiés de dégradés (sans mouvements), 5 ont été détectés sur les interférogrammes. Ils sont donc probablement à classer dans la catégorie des glaciers rocheux frais dans l'inventaire de Monnier ou actif selon notre classification.

Par rapport aux interférogrammes ERS, nous avons, avec les données TSX, un panel de données bien plus complet : i) 17 interférogrammes à analyser (2 avec ERS), ii) des pas de temps permettant de détecter des mouvements inférieurs à 10 centimètres par an (de 66 à 88 jours) et iii) une résolution 2,5 fois meilleures. Cela explique, sans surprise, les meilleurs résultats de la comparaison entre l'inventaire de Monnier et les interférogrammes TSX par rapport à celle réalisée au chapitre précédent avec les interférogrammes ERS (voir 7.3.2, p115).

8.2.3 Evolution de la vitesse de glaciers rocheux détectés entre les années 90 (ERS) et 2012 (TSX)

A la suite de la réalisation de l'inventaire des mouvements à partir des images TSX, nous disposons pour le secteur de la Haute Maurienne / Haute Tarentaise, de données sur deux périodes : le début des années 1990 avec les archives ERS et 2012 avec les acquisitions TSX. Avec toutes les précautions et limites que cela impose, nous avons réalisé une comparaison des données afin d'évaluer la possible variation de l'activité des glaciers rocheux détectés entre ces deux périodes. Nous avons réalisé cette comparaison pour 23 des 32 glaciers rocheux que compte l'inventaire des données ERS sur la zone commune aux deux inventaires. En effet, neuf formes ont été écartées à cause de

suspicion de neige résiduelle ou d'artefact sur les interférogrammes TSX susceptibles de fausser la comparaison.

Cette comparaison nécessite de grandes précautions quant aux résultats pour plusieurs raisons :

- les données SAR n'ont pas les mêmes caractéristiques, que ce soit l'angle d'incidence ou les résolutions ;
- les pas de temps des interférogrammes sont différents entre les deux satellites (1 et 35 jours pour ERS et tous les 11 jours jusqu'à 88 pour TSX). Les pas de temps permettant des détections relativement semblables entre ERS et TSX sont donc de 35 jours pour ERS et 22 jours pour TSX (ERS : $\lambda/2=2,8\text{cm}$ soit $2,8\text{cm}/35\text{J}$ soit 29cm/an ; TSX : $\lambda/2=1,55\text{cm}$ soit $1,55\text{cm}/22\text{J}$ soit 25cm/an). De plus, cela induit l'impossibilité d'estimer une évolution de vitesses pour les glaciers rocheux décorrélés à 11 jours (TSX) et détectés à 1 jour (ERS) ;
- les vitesses estimées dans les deux inventaires sont basées sur des instantanés entre deux dates pas nécessairement représentatives de l'année en question.

Gardant à l'esprit toute ces précautions, nous avons réalisé la comparaison et les résultats sont présentés sur la figure 51. Nous avons quatre catégories pour les résultats, les glaciers rocheux qui semblent présenter une accélération ou une décélération entre les données des années 1990 et 2012, ceux qui paraissent stables et enfin ceux dont aucune estimation n'a pu être tirée. Les résultats sont les suivants : sur les 23 glaciers rocheux, 7 semblent avoir accélérés contre 4 qui, à l'inverse, montrent une décélération ; 8 glaciers rocheux paraissent stables et 4 n'ont pas pu donner lieu à des résultats. Aucune tendance claire ne ressort donc de cette comparaison. En termes de spatialisation par contre, on remarque que toutes les accélérations sont localisées dans la partie sud du secteur et inversement pour les décélérations tandis que les glaciers rocheux stables sont répartis sur l'ensemble du secteur. En constatant cela, nous avons d'abord pensé à biais systématique entre le nord et le sud sur les interférogrammes induisant cette répartition mais nous n'avons pas visuellement vu de tels phénomènes sur les interférogrammes. Malgré cette vérification, l'échantillon étant assez peu représentatif de l'ensemble des glaciers rocheux présents dans le massif (23 contre 264 détectés avec TSX), il serait imprudent de se lancer dans des analyses plus poussées.

Dans cette section, bien que les résultats soient limités, nous avons tout de même constaté qu'au-delà de la faisabilité d'une telle comparaison, il était préférable de confronter, si possible, des interférogrammes avec des pas de temps assez semblables.

Ce moyen d'évaluer des changements de vitesses pourra à terme être une méthode pertinente permettant rapidement d'estimer l'évolution des vitesses de glaciers rocheux ou éventuellement d'autres phénomènes présentant des mouvements et des tailles semblables à ceux des glaciers rocheux.

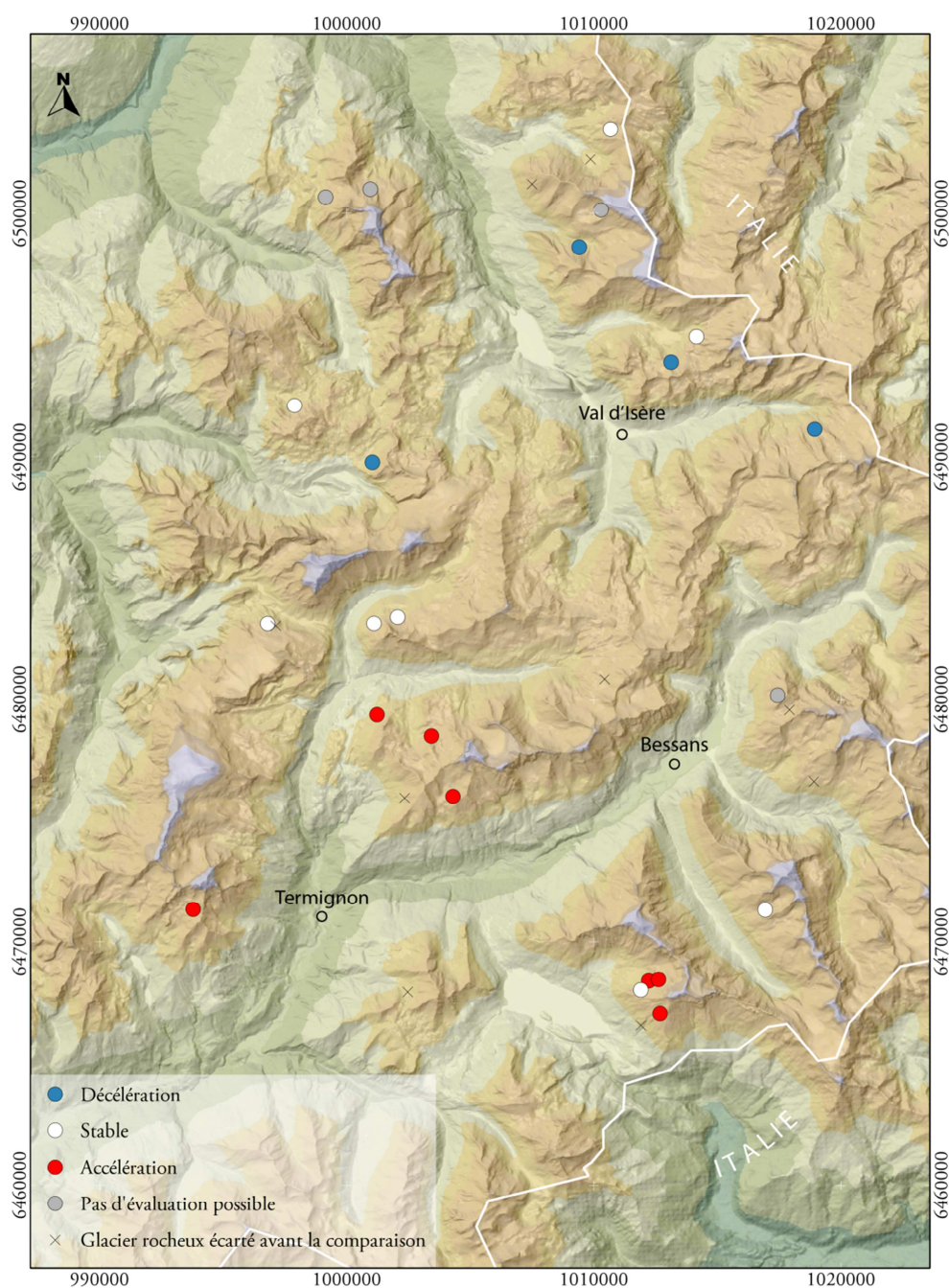


Figure 51 : Estimation de l'évolution des vitesses de déplacement détectées par D-InSAR entre les années 1990 avec les satellites ERS et 2012 avec TerraSAR-X. Seuls les glaciers rocheux détectés pour les deux périodes figurent sur cette carte. Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.

8.2.4 Essai de quantification de mouvement sur le glacier rocheux de la Fournache

Avant de réaliser notre étude sur le glacier rocheux déstabilisé de Pierre Brune nord-ouest et d'essayer de quantifier son déplacement avec les données D-InSAR, nous avons dans un premier temps quantifié les déplacements sur un autre glacier rocheux, celui de la Fournache (situé sur les hauts de la commune d'Aussois, Savoie, France), et cela pour plusieurs raisons :

- tout d'abord nous avons constaté pendant l'analyse des interférogrammes que les signaux détectés sur le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest étaient changeants (certaines zones corrélées d'autres non) et que la quantification du déplacement ne serait pas simple, nous avons donc d'abord préféré réaliser un premier essai sur un glacier rocheux où les signaux étaient plus francs afin d'évaluer la pertinence de cette méthode ;
- nous souhaitions réaliser ce travail à partir d'interférogrammes à 11j afin d'éviter trop de bruits parasites et de décorrélation dans les données, ce qui est le cas pour le glacier rocheux de la Fournache dont les vitesses ont été estimées à $\sim 0,5\text{m/an}$ dans l'inventaire et qui présente des signaux corrélés à 11, 22 et 33 jours ;
- ce glacier rocheux fait partie des plus grandes formes de notre secteur d'étude, ce qui permet d'avoir des données mieux spatialisées et donc plus de possibilités pour établir un profil sur des zones dont la cohérence est forte ;
- enfin, son orientation générale est sud-ouest, ce qui est acceptable par rapport à l'angle de visée de TerraSAR-X (quasiment ouest-nord-ouest).

Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé la méthode évoquée plus haut dans ce manuscrit (voir section 4.3.2, p72), proposée par Barboux *et al.* (Barboux *et al.* 2012 ; Barboux, Delaloye, Lambiel, *et al.* 2013 ; Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013) et qui consiste à dérouler puis quantifier manuellement le déplacement sur un interférogramme donné le long d'un profil, tracé généralement dans l'axe principal de fluage du glacier rocheux.

Suivant cette méthode, nous avons dans un logiciel SIG tracé un profil long de 640m suivant l'axe de fluage principal du glacier rocheux de la Fournache (figure 52, A), extrait les valeurs de cohérence, non filtrées, pour quatre interférogrammes le long de ce profil (figure 52, B) puis, après analyse de la cohérence, déroulé et quantifié les

déplacements dans la ligne de visée du satellite pour les interférogrammes le permettant (deux d'entre eux, figure 52, C).

A l'amont, le profil s'arrête bien avant les racines du glacier rocheux, niveau à partir duquel la cohérence est perdue. A l'autre extrémité, le profil s'étend sur une quarantaine de mètres en dehors du glacier rocheux afin de servir de zone de calibration. En effet, pour quantifier les données de déplacement obtenues, il est nécessaire d'avoir un point de repère sur le profil permettant de calibrer les résultats. N'ayant pas de point de référence de mouvement sur le glacier rocheux, nous avons choisi une zone à l'aval du front que nous supposons fixe pour la calibration. On remarque cependant sur l'ortho-image de la figure 52 que la zone supposée fixe présente des traces de bourrelets et sillons recouverts en grande partie de végétation herbacée caractéristique d'un glacier rocheux fossile. Nous postulons que celle-ci est fixe à 11 ou 22 jours d'intervalles.

L'analyse de la cohérence montre des valeurs suffisamment hautes pour deux des quatre interférogrammes le long du profil, hormis deux zones où elle baisse sensiblement : une première fois entre 80 et 120m puis une seconde entre 470 et 540m (figure 52, B). Cette dernière correspond au front du glacier rocheux. Au regard des valeurs de cohérence, nous avons choisi de ne dérouler et quantifier que les mouvements des deux interférogrammes suivants : 11J-2012/08/01-2012/08/12 (courbe rouge) et 22J-2012/07/10-2012/08/01 (courbe orange). La cohérence des deux autres (courbes grises) nous paraissant globalement trop basses, notamment au niveau du front du glacier rocheux.

Pour obtenir les valeurs de déplacement présentées dans la figure 52 (C), nous avons manuellement déroulé les phases en ajoutant 2π lors des sauts de phases puis en utilisant la demi-longueur d'onde (1,55cm) comme référence pour un tour de phase $[-\pi ; +\pi]$. L'ensemble est ensuite calibré à partir des derniers 40 mètres du profil pour lesquels nous estimons que le déplacement est nul. Pour localement estimer l'erreur type (RMSE), nous avons également utilisé les valeurs de déplacement résiduelles des 40 derniers mètres du profil, estimées fixes et dont les déplacements devraient être nuls. Les résultats obtenus donnent une valeur de déplacement dans la ligne de visée du satellite du glacier rocheux le long du profil avec un pas de 10m (interpolé entre les valeurs sur le graphique).

A 11 jours, on note des vitesses qui augmentent sur la première moitié du profil, évoluant de 0,31cm/11J à l'origine et atteignant une vitesse maximale de 1,06cm/11J à 280m. La vitesse diminue ensuite progressivement jusqu'à être de 0,70cm/11J à 370m. Vient ensuite une relative stabilité autour de 0,75cm/11J suivi d'un sursaut juste avant le haut du front du glacier rocheux à partir duquel la vitesse décroît rapidement jusqu'à

être nulle dans la partie en dehors de la forme. L'ensemble a une vitesse moyenne de 0,62cm/11J.

A 22 jours, nous devons être prudent quant aux résultats car les valeurs de cohérence sont globalement plus basses que pour celui à 11 jours et les deux zones pour lesquelles la cohérence chute fortement sont bien plus prononcées à 22 jours et sont proches de la décorrélation totale (cohérence de 0,24 pour le premier soubresaut et de 0,12 pour le second). Malgré tout, on observe que l'ensemble des valeurs de déplacement du profil à 22 jours sont supérieures à celles de l'interférogrammes à 11 jours, ce qui est une indication positive sur la qualité des résultats étant donné que les deux interférogrammes datent de la même saison (le milieu de l'été). En effet, on peut supposer que la vitesse de déplacement du glacier rocheux est relativement similaire entre le 10 juillet et le 12 août et que par conséquent les vitesses à 22 jours doivent être supérieures à celles à 11 jours. L'allure générale du profil est en revanche plus chaotique que le précédent, avec de nombreux sursauts. Le déplacement moyen le long du profil est de 1,5cm/22J soit, remis sur 11 jours, une vitesse à peine plus rapide que la vitesse moyenne obtenues sur l'interférogramme à 11 jours du 01 au 12 août (0,62cm/11J contre 0,75cm/11J). Vu l'erreur moyenne des mouvements de l'interférogramme à 22 jours (3,2mm), il n'est pas pertinent de conclure à des vitesses plus rapides pour juillet que pour début août.

A titre indicatif, nous avons ajouté sur le graphique C de la figure 52 la courbe correspondant à la somme des déplacements des deux interférogrammes étant donné que les dates se suivent : 07/10/2012 - 08/01/2012 puis 08/01/2012 - 08/12/2012. Cela correspondrait à un mouvement moyen de 2,2cm en 33 jours. Nous avons essayé de quantifier le mouvement de l'interférogramme de 33 jours qui couvre la même période malgré la cohérence basse (voir figure 52, B) mais les valeurs de phases étaient très irrégulières et donnaient des résultats incohérents. Il n'est donc pas possible de comparer les valeurs de la courbe composée de la somme des déplacements des deux interférogrammes à 11 et 22 jours avec celle de l'interférogramme à 33 jours qui couvre la même période.

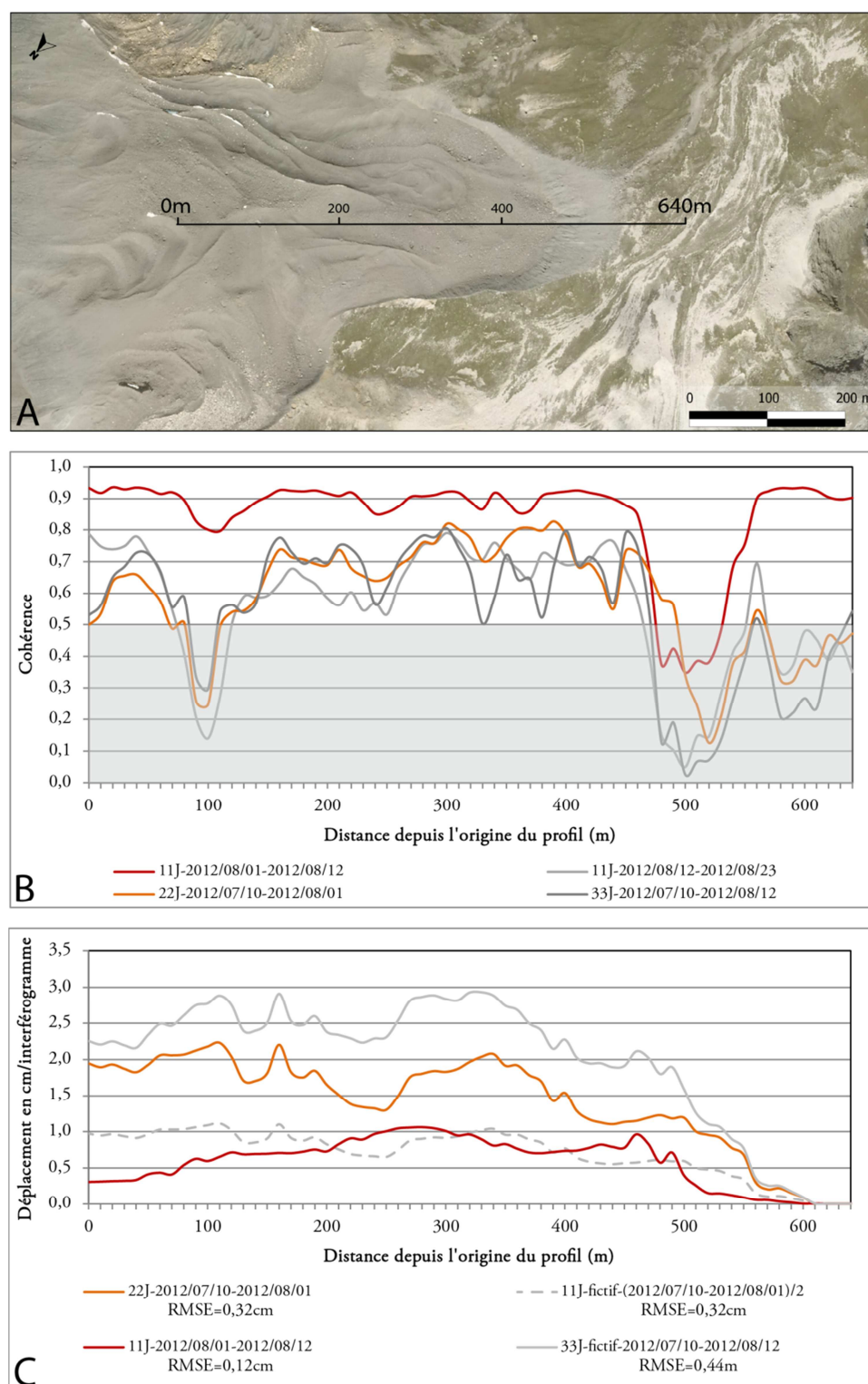


Figure 52 : Quantification du déplacement dans la ligne de visée du satellite du glacier rocheux de la Fournache le long d'un profil. A : localisation du profil (ortho-image de 2009) ; B : variations de la cohérence (non filtrée) le long du profil pour quatre interférogrammes, la zone grisée indique les valeurs pour lesquelles la cohérence se détériore ; C : valeurs de déplacement le long du profil pour les deux interférogrammes retenus (à partir des valeurs de phase filtrées) et pour deux courbes fictives reconstituées. Les images phases de chaque interférogrammes sont présentées en annexe (annexe 6).

8.2.5 Synthèse / Discussion

Après une étude portant sur quatre différents types d'utilisations des données TSX en D-InSAR, nous proposons ici une première synthèse de leurs apports pour l'étude de la cinématique des glaciers rocheux.

Le jeu d'images SAR TSX dont nous disposons et le MNT que nous avons utilisé (25m de résolution pour une précision verticale proche de 4m) ont permis d'obtenir des données peu bruitées, en comparaison des données ERS, et facilement analysables pour les pas de temps de 11, 22 et 33 jours. A partir de 44 jours, les interférogrammes commencent à être bien plus décorrélés et difficilement analysables sur certaines zones (voir annexe 5). Comme lors des traitements des données ERS, les images ascendantes ont été problématiques. D'abord parce qu'une seule moitié de ce que nous avons commandé en passage ascendant a réellement été acquis et ensuite car la météo n'était pas favorable lors de ces acquisitions. Finalement, le tri et le prétraitement des données ascendantes (calcul des « *baselines* » et de l'erreur type au moment de la corrélation des 2 images SAR) n'ont donné lieu qu'à la création de deux interférogrammes.

Concernant la réalisation de l'inventaire, nous avons vu que les détections de glaciers rocheux à partir des interférogrammes de TSX étaient bien plus nombreuses que l'inventaire réalisé dans la même zone avec les archives ERS (264 contre 32). Précisons que l'ensemble des glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes ERS l'ont également été sur les TSX. Cependant les zones détectées au sein d'un même glacier rocheux ne sont pas nécessairement les mêmes. L'amélioration est également sensible pour la comparaison entre l'inventaire de la Haute vallée de l'Arc et notre inventaire par D-InSAR. Là encore les résultats sont plus complets avec les données TSX qu'avec celles d'ERS. Trois principales raisons expliquent l'amélioration significative des résultats TSX par rapport à ERS : i) plus d'interférogrammes générés (car les « *baselines* » sont généralement plus courtes que celles d'ERS et le recalage des images SAR souvent de meilleure de qualité), ii) des interférogrammes avec des pas de temps plus longs (jusqu'à 88 jours) et une longueur d'onde plus courte (3,1cm TSX contre 5,6 ERS) permettant la détection de mouvements de quelques centimètres par an, iii) une résolution au sol 2,5 fois supérieure à celles d'ERS.

En revanche le pas de temps minimal de 11 jours est trop long pour couvrir l'ensemble du spectre des vitesses des glaciers rocheux. Nous avons vu qu'au-delà d'environ 0,5m/an, la petite taille des formes fait que la cohérence est souvent perdue ne permettant pas de donner un ordre de grandeur au déplacement détecté et encore moins de le quantifier. Malgré tout, la détection du mouvement reste possible si la zone décorrélée se situe au sein d'une zone corrélée. Pour détecter les glaciers rocheux

les plus rapides, dont les vitesses de fluages sont de quelques mètres par an, une répétitivité de quelques jours s'avère nécessaire⁴⁸. L'utilisation des 4 satellites de la constellation COSMO-SkyMed permettrait de combler cette lacune puisqu'elle permet une répétitivité de passage de 4 jours.

L'utilisation de l'imagerie optique semble également être une solution envisageable comme méthode complémentaire à l'InSAR pour les mouvements les plus rapides. En effet, les limites de détection de TSX se situent là où commencent celles de l'imagerie optique actuelle. A partir d'un mètre par an, la qualité des images optiques actuelles permet de détecter et de quantifier un déplacement de glacier rocheux de manière fiable si l'intervalle de temps entre les deux images est de plusieurs années. En France, les ortho-images actuelles fournies par l'IGN ont une résolution de 50 centimètres et les acquisitions au-dessus d'un même département ont lieu régulièrement (généralement entre 3 et 5 ans d'intervalle). Donc théoriquement, dans le cas d'un déplacement d'un mètre par an affectant un glacier rocheux et pour des ortho-images à 3 ans d'intervalle, le déplacement équivaut à 6 pixels de différences, ce qui est aisément détectable à l'œil et quantifiable à l'aide d'une simple corrélation d'images.

Afin d'étayer cela, nous avons réalisé un essai sur le glacier rocheux Nord-Est de la pointe du Lamet à l'aide du logiciel de corrélation d'images 7D^{®49} et pour des fenêtres de corrélation de 20 x 20 pixels. Ce glacier rocheux déjà présenté sur la figure 47 est classé dans la catégorie >0,5m/an d'après les données TSX et m(s)/an d'après ERS. La corrélation a été réalisée à partir de deux ortho-images de l'IGN datant des étés 2006 et 2009 et donnent des vitesses maximales de 4,7m en 3 ans soit environ 1,5m/an dans la partie amont (figure 53). Les vecteurs situés dans la zone aval au front du glacier rocheux nous indiquent des erreurs de calage de 20 à 50 cm soit entre 4% et 10% du déplacement maximum détecté avec 7D[®]. On note également sur le flanc amont gauche du glacier rocheux quelques vecteurs de déplacements orientés à l'inverse du sens principal du fluage. Cela est probablement lié à une texture insuffisante des images, des effets d'ombrages différents entre les deux prises de vue ou éventuellement à l'orthorectification des images.

Cet exemple simple illustre comment l'imagerie optique peut parfois prendre le relais de l'InSAR de manière simple et efficace si les pas de temps des interférogrammes ne sont pas assez courts pour évaluer le mouvement d'un glacier rocheux à partir des interférogrammes. Cependant nous l'avons vu, les vitesses doivent être de l'ordre du mètre par an et les contraintes liés à l'imagerie optique ne sont pas non plus

⁴⁸ Entre 1 et 4 jours d'intervalle pour un satellite en bande X comme TSX permettrait de détecter des mouvements autour de 5,5 mètres par an (1 jours) ou à défaut autour de 1,5 mètres par an (4 jours).

⁴⁹ Ce logiciel a été gracieusement mis à notre disposition par Pierre Vacher du laboratoire SYMME de l'université de Savoie, développeur du logiciel.

négligeables : nébulosité, corrélation peu pertinente à cause d'un manque de texture ou de présence de neige par exemple. La combinaison des deux méthodes pourrait donc être un bon compromis pour apprécier la cinématique des glaciers rocheux à partir de données de télédétection.

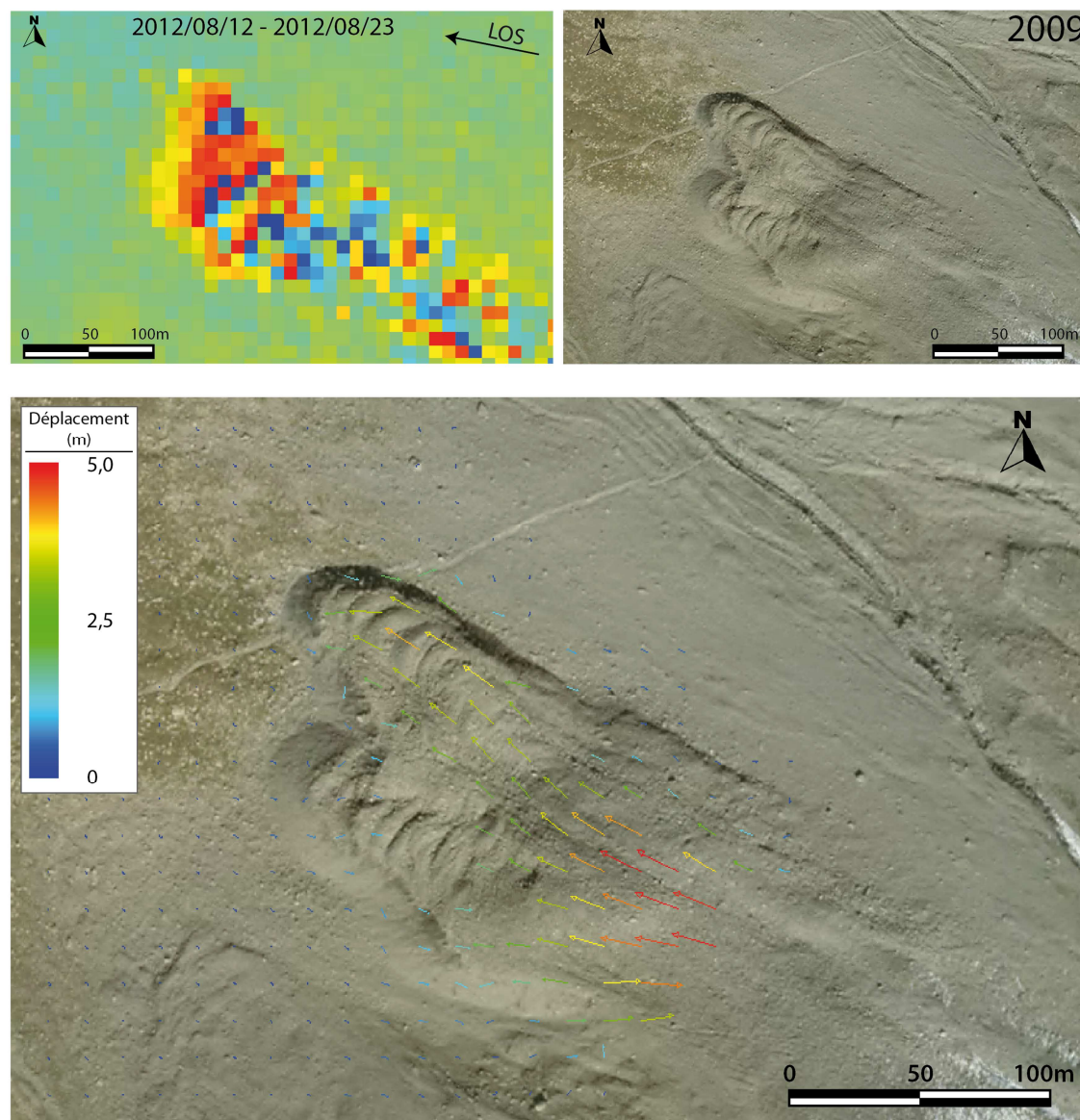


Figure 53 : Estimation du déplacement d'un des glaciers rocheux de la pointe du Lamet par corrélation d'images. Estimation entre l'été 2006 et l'été 2009. Les deux encarts supérieurs présentent l'interférogrammes à 11 jours (décorrélé à l'amont) et l'ortho-image du glacier rocheux et l'encart inférieur les résultats avec comme fond l'ortho-image de 2009. La longueur des vecteurs est proportionnelle à la valeur de déplacement (dégradé de couleurs). La coulée située au Nord-Est de l'image ainsi que les racines du glacier rocheux ne sont pas prises en compte lors de la corrélation car les différences d'images sont trop importantes au niveau de la coulée et des résidus de neige gênent la corrélation au niveau des racines. Logiciel : 7D®.

Nous avons également vu que la comparaison des deux inventaires, afin d'évaluer l'évolution des vitesses des glaciers rocheux détectés entre les années 1990 et 2012, était limité à cause, d'une part, de la faiblesse de l'échantillon⁵⁰ et d'autre part, de la différence des pas de temps entre les données ERS et TSX. En effet cette différence de pas de temps n'a pas permis d'évaluer l'évolution de certaines formes parmi les plus rapides détectées à un jour d'intervalle sur les données ERS. Des pas de temps du même ordre de grandeur, sinon similaires, sont donc souhaitables pour ce genre de comparaison. Cette étude a malgré tout montré qu'à l'avenir de telles comparaisons pourront être un bon moyen d'évaluer des changements de vitesses à partir d'inventaires de mouvements par D-InSAR et à l'échelle de massifs entiers, dans l'hypothèse d'une réitération de ces inventaires de mouvement. Là encore, il est possible de donner un ordre de grandeur de l'évolution des vitesses entre deux dates pour un temps de travail de quelques mois mais pour quantifier cette évolution à l'échelle de massifs entiers le temps de travail et de vérification est, à l'heure actuelle, considérablement plus long.

Enfin, à une échelle plus fine, la quantification des déplacements du glacier rocheux de la Fournache le long d'un profil a montré de bons résultats mais est plus longue à mettre en œuvre. Il serait intéressant de réaliser ces calculs avec des interférogrammes générés à partir d'un même couple d'images SAR mais en comparant différent MNT afin d'évaluer dans quelle mesure cela impacte les erreurs résiduelles. Ce type de calcul soulève également le problème du filtrage des interférogrammes et de la cohérence. Quel est le bon compromis ? Ici nous avons choisi d'utiliser la cohérence non filtrée, ce qui limite souvent la possibilité de quantifier raisonnablement les déplacements à cause de zones où la cohérence chute en dessous de 0,5. A l'opposé, l'utilisation de filtres trop « lissants » aboutit à l'analyse non pertinente de certaines zones de mouvements. Malheureusement, nous n'avons pas pu comparer les valeurs de déplacements obtenues par D-InSAR avec des données GPS afin de préciser cela pour le glacier rocheux de la Fournache. Une étude menée en Suisse sur plusieurs glaciers rocheux montre que l'erreur type des valeurs de déplacement mesurées sur des interférogrammes TSX à 11 jours en fonction de la valeur de cohérence est très variable avec malgré tout une tendance générale à la hausse des erreurs avec la diminution de la cohérence (Barboux *et al.* 2012; Barboux, Delaloye, Collet, *et al.* 2013). Au regard de cette même étude, il semble que la précision des données de mouvement quantifiées à partir de données D-InSAR de TSX soit variable d'un glacier rocheux à l'autre et qu'à l'échelle d'un interférogramme la précision soit aux alentours du centimètre.

⁵⁰ L'échantillon étant composé par les glaciers rocheux communs des inventaires de mouvements réalisés par D-InSAR avec les données ERS puis TSX. L'inventaire limitant étant celui réalisé avec les données ERS.

8.3 Pierre Brune, étude d'un cas de glacier rocheux déstabilisé

Le contexte général de cette étude de cas a déjà été l'objet d'une partie du chapitre consacré aux secteurs d'études (section 6.3 ; p97) et ne sera donc pas entièrement repris ici. Rappelons simplement qu'à la suite de la détection du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest (voir figure 42, C ; p109) sur un interférogramme ERS au pas de temps d'un jour, une première analyse visuelle a montré que cette forme présentait des signes de déstabilisation ou d'accélération (fractures très nettes au centre du glacier rocheux et vitesses de plusieurs mètres par an d'après les interférogrammes ERS). A la suite de ces premières observations, il a été décidé d'étudier plus en détails cette forme en combinant observations de terrain, analyses semi-quantitatives à partir d'images aériennes (photographies aériennes d'archives et ortho-images), de données D-InSAR (ERS et TSX) et de données de mouvements par GPS continus. Les sections qui suivent présentent les résultats de ces travaux.

8.3.1 Analyse des images aériennes disponibles sur le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest

Grâce aux archives gratuites de l'IGN, nous avons eu accès à toute une série d'images aériennes prises entre 1948 et 2009. Cette série est composée de 5 photographies aériennes (1948, 1952, 1970, 1986 et 1990) et de 3 ortho-images (2001, 2006 et 2009). A partir de ces images, nous avons réalisé une étude diachronique de la morphologie du glacier rocheux de Pierre Brune afin d'évaluer la période à partir de laquelle les fractures sont apparues et de quelle manière. Nous proposons ici une synthèse des observations faites à partir de ces 8 images. Elles sont regroupées dans la figure 55 sous la forme de vignettes représentant sensiblement la même zone. Les 5 photographies aériennes n'ayant pas été orthorectifiées, une échelle approximative est donnée sur la figure. En revanche, celle fournie pour les 3 ortho-images est supposée exacte. Sur chaque image, nous avons également proposé une délimitation pour deux fronts principaux du glacier rocheux afin de mieux se rendre compte de l'évolution morphologique de la forme au cours du temps. Celle-ci n'a pas toujours été évidente à tracer, l'accélération ayant rendu le front principal de la zone active moins franc visuellement.

D'après les images et les visites de terrain, deux zones ont été identifiées : le lobe terminal qui semble inactif ou fossile (trait-tillés rose pâle) pour lequel on note la présence éparse de végétation et dont les blocs sont relativement stables, et le lobe actif qui s'établit par-dessus le précédent. De 1948 à 1990, le front principal du lobe actif est bien défini, facilement décelable grâce à l'ombrage qu'il crée. A partir de 2001,

l'accélération probable du glacier rocheux rend la zone frontale plus chaotique et la délimitation plus délicate sur les images tandis que le lobe inactif ou fossile sous-jacent ne semble guère évoluer. Le signe le plus évocateur de l'accélération et de la déstabilisation du glacier rocheux est la formation des crevasses. En 1948, des sillons (ou crevasses?), différents de ceux identifiés après la détection à 1 jour sur les interférogrammes ERS, sont visibles sur la partie sud-ouest du lobe qualifié d'actif. On les retrouve également sur la photographie de 1952 puis ils semblent s'atténuer progressivement sans pour autant disparaître complètement. Cette partie du glacier rocheux semble donc avoir déjà subi une première phase d'accélération dans les années avant 1950.

Les crevasses qu'il est possible de commenter à partir de la série d'images dont nous disposons sont celles clairement visibles au centre de la forme sur l'ortho-image de 2009. C'est d'ailleurs la zone située à l'aval de ces crevasses qui est détectée sur les interférogrammes à un jour d'ERS (voir figure 42, encart C, p109). Chronologiquement, on observe qu'elles sont inexistantes en 1948 et 1952 puis qu'une première s'ouvre entre 1952 et 1970. S'en suit une période où la crevasse semble peu évoluer (1970-1990). C'est ensuite entre 1990 et 2001 que tout semble s'accélérer avec l'apparition de deux crevasses supplémentaires. C'est également à partir de 2001 que l'on commence à visualiser le détachement entre la partie amont et aval du glacier rocheux. Sur l'ortho-image de 2006, l'éclairage est peu propice à l'analyse ; néanmoins il semblerait qu'une quatrième crevasse, déjà décelable en 2001, se soit ouverte vers le nord-ouest parallèlement aux trois autres. Enfin en 2009, une cinquième crevasse semble encore se dessiner et l'ensemble de la zone crevassée s'étend sur plus de 100 mètre dans le sens du fluage.

Nous avons ensuite évalué le déplacement de blocs de la partie située à l'aval des crevasses, bien visible sur les anciennes photographies aériennes, pour les périodes 1970-2009, 1990-2009, 2001-2009 et 2006-2009. Les photographies aériennes de 1970 et 1990 n'ayant pas été orthoréctifiées, nous avons évalué la position des blocs en identifiant leur projection (sur l'axe nord-sud) sur les gradins rocheux (fixes) situés juste au-dessus du flanc nord-est du lobe déstabilisé. Nous avons ensuite repéré ce même banc rocheux sur l'ortho-image de 2009 puis calculé une valeur de déplacement en reprojétant ces points sur la droite orientée dans le sens d'écoulement principal du glacier rocheux et passant par la nouvelle position du bloc. De la sorte, nous avons estimé que la partie située à l'aval de la première crevasse s'était déplacée selon les blocs d'environ 70 mètres entre 1970 et 2009 dans le sens principal du fluage et d'environ 55 mètres entre 1990 et 2009. Nous pouvons également en déduire un déplacement estimé de 15 mètres entre 1970 et 1990.

Pour la période 2001-2006-2009, nous avons simplement mesuré, dans un SIG, la distance parcourue entre les deux dates pour sept blocs situés sur la partie aval de la forme puisque les deux images sont orthorectifiées⁵¹. Le mouvement moyen aurait été d'environ 28 mètres⁵². Cela représente 40% du mouvement depuis 1970 sur le dernier quart de la période. Entre 2006 et 2009 nous avons évalué le mouvement à 11 mètres⁵² soit en moyenne 3,6m/an. L'ensemble de ces mesures est synthétisé dans la figure 54 sous la forme d'un graphique montrant l'évolution des vitesses au cours du temps. Conscient que ces valeurs ont des marges d'erreurs élevées, nous estimons malgré tout que pour des périodes de plusieurs années et pour des mouvements de plusieurs mètres par an l'évaluation du déplacement, même grossière, apporte des informations utiles.

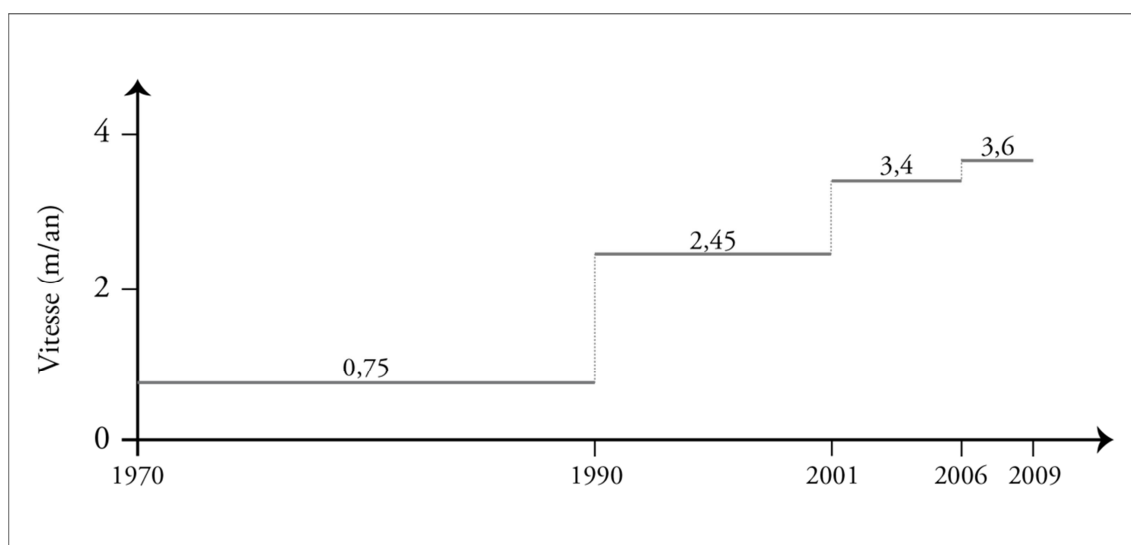


Figure 54 : Graphique récapitulatif des vitesses moyennes calculées à partir de la photographie aérienne de 1970 et des ortho-images de 2001, 2006 et 2009.

Au regard de ces observations, il semblerait donc que le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest ait commencé son deuxième processus de fracturation dans les années 1950/1960 puis qu'une accélération du processus se soit produite entre 1990 et 2001. D'après les vitesses calculées pour la période 2001-2009, qui montrent des vitesses supérieures à 3m/an, il semble que l'accélération et la phase de déstabilisation du glacier rocheux était toujours en cours en 2009. Nous allons voir dans la section suivante comment les données D-InSAR ainsi que les résultats obtenus par les GPS continus, disposés sur le glacier rocheux durant l'été 2012, peuvent contribuer à l'étude de ce glacier rocheux.

⁵¹ Les essais de corrélation d'images avec le logiciel 7D® n'ont pas donné de résultats exploitables.

⁵² Erreurs d'orthorectification communiquées par l'IGN : entre 2 et 3,2m.

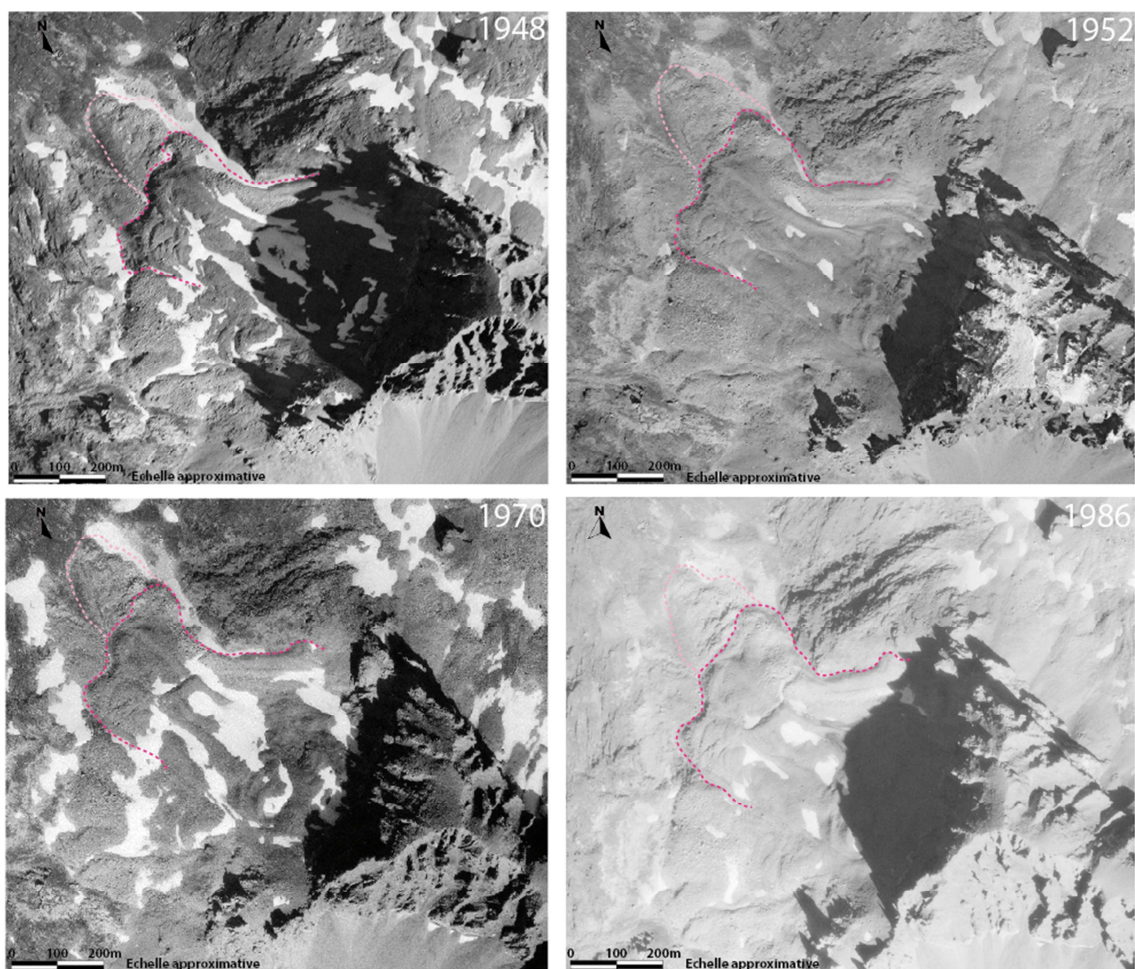


Figure 55 (1/2), la seconde moitié ainsi que la légende de la figure se trouvent page suivante.

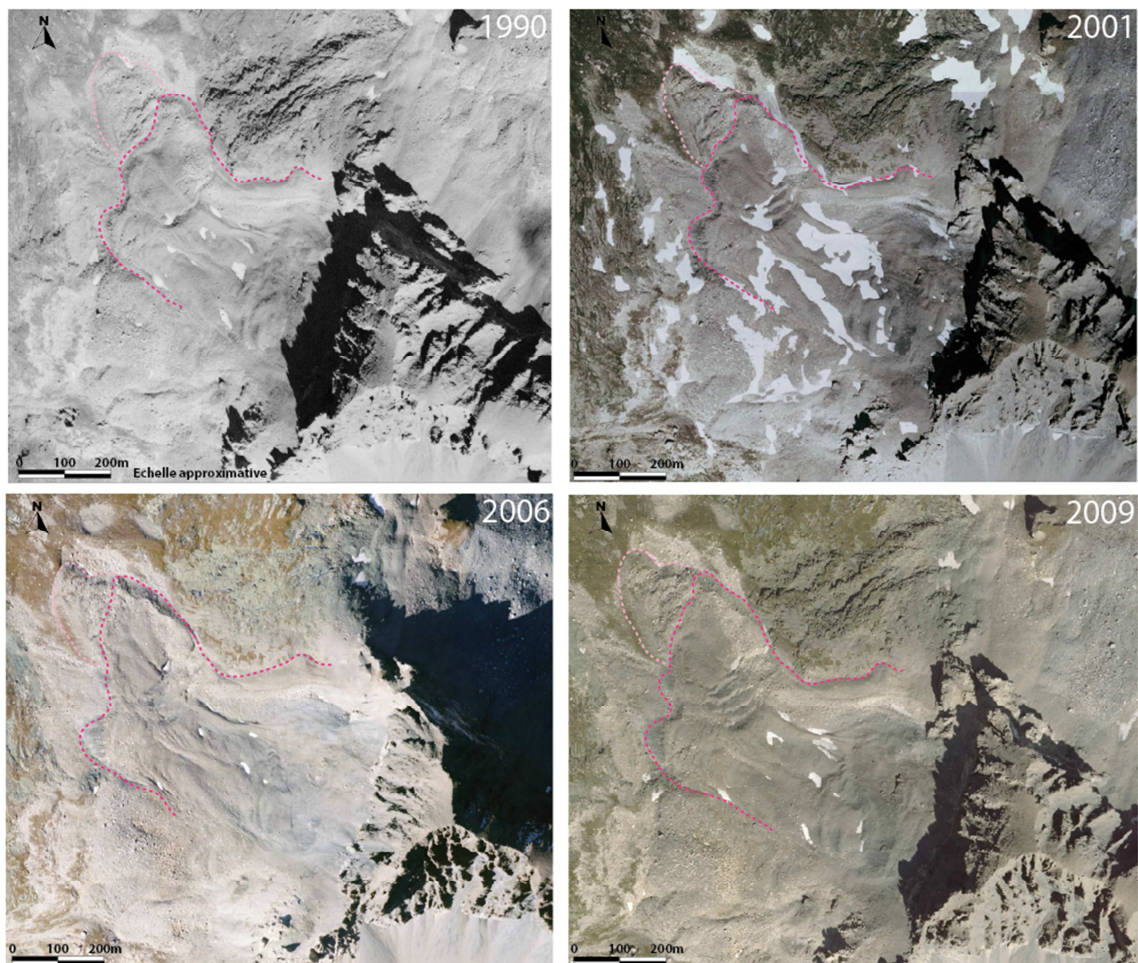


Figure 55 : Photographies aériennes et ortho-images du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest entre 1948 et 2009. Les traits-tillés délimitent le front principal des zones définies comme active (rose foncé) et inactive ou fossile (rose pâle). Les trois dernières vignettes sont des ortho-images les autres des photographies aériennes.

8.3.2 Données de mouvements acquises durant l'été 2012 (D-InSAR et GPS)

Comparaison qualitative des interférogrammes avec les mesures GPS

Les données des deux GPS continus installés sur le glacier rocheux nous ont fourni des valeurs de déplacement journalières dans les trois dimensions pour la période du 5 juillet au 5 octobre 2012, soit 102 journées de mesures recouvrant l'ensemble de la période d'acquisition TSX⁵³. L'un était placé à l'aval de la zone fracturée et l'autre à l'amont (figure 56). Les résultats des déplacements enregistrés sur l'ensemble de la période de mesure des GPS sont (figure 56, A et B) :

- composante horizontale : 1,03 mètres direction NNO pour l'aval et 0,19 mètres direction NO pour l'amont ;
- composante verticale : -0,51 mètre pour le GPS aval et -0,08 mètre pour le GPS amont.

Qu'ils soient horizontaux ou verticaux, les déplacements de ces deux points de mesure, confirment la différence de mouvement de surface entre l'amont et l'aval du glacier rocheux séparés par la zone fracturée : à l'aval, les déplacements sont cinq fois supérieurs à ceux de l'amont. Ils confirment également que le glacier rocheux semble toujours dans une phase de déstabilisation : le GPS aval indiquant un déplacement de 1,03 mètre en 102 jours ce qui représente une vitesse annuelle probablement comprise entre 3 et 4 mètres par an.

En comparant les ordres de grandeur de déplacements obtenus avec les interférogrammes TSX et les données GPS, les résultats sont concordants (figure 56, C et D). A 11 jours (C), on constate que l'interférogramme est corrélé dans sa partie amont et au niveau de la zone de fractures alors qu'il est déjà décorrélé plus à l'aval. Cela concorde avec les valeurs de déplacement GPS puisque pour la même période de mesure elles sont de 1,5 centimètres (GPS amont) et 9,2 (GPS aval). Ces valeurs indiquent que le déplacement de la partie aval du glacier rocheux est donc déjà bien au-delà de la demi-longueur d'onde de TSX (1,55cm) détectable sur les interférogrammes. Cette comparaison indique donc que le pas de temps minimal de TerraSAR-X (de 11 jours) est déjà trop long pour évaluer ou quantifier le déplacement du glacier rocheux pour sa partie la plus rapide. A 44 jours d'intervalle (D), la totalité du glacier rocheux délimité est décorrélée.

⁵³ L'annexe 7 (p205) présente les déplacements journaliers obtenus pour chaque GPS, dans les trois axes ainsi que les déplacements 2D (x, y).

Cela nous permet de constater, là encore, la concordance entre D-InSAR et valeurs GPS mais également de réévaluer la délimitation du lobe actif du glacier rocheux que nous avons proposée dans la section précédente sur la base de visites de terrain durant l'été 2012 et de la série d'images aériennes. En effet, contrairement à notre première impression, il semblerait, d'après les interférogrammes TSX, que la limite aval de la zone active soit un peu plus basse que celle délimitée sur l'ortho-image et que seul l'extrême nord-ouest de la forme soit inactif ou fossile. Les données D-InSAR nous ont ainsi permis de mieux définir les contours de la zone active du glacier rocheux dont l'évolution du tracé est exposée dans la figure 57. D'après les observations de terrain, cette partie ne semblait pas active, les blocs y sont assez stables à la marche et la végétation herbacée n'y est pas rare. Nos observations indiquaient plutôt une zone inactive provenant d'un lobe d'une génération antérieure. Pour expliquer le mouvement détecté à 11 jours sur les interférogrammes dans cette zone, nous pensons qu'il est possible que l'accélération du lobe actuel a poussé (ou tassé ?) la zone inactive sous-jacente, remobilisant ainsi les matériaux de la zone.

Enfin, toujours sur l'interférogramme à 44 jours (D), le lobe situé plus au sud présente une différence de phase notable, indiquant un déplacement de l'ordre du centimètre en 44 jours. Cette information conforte la délimitation de la forme déstabilisée sur son bord sud puisque l'on s'aperçoit que la limite que nous avons tracée est bien à l'interface de deux zones de déplacements différentes, l'une plus lente au sud du tracé (signal corrélé) et l'autre plus rapide au nord du tracé (signal décorrélé).

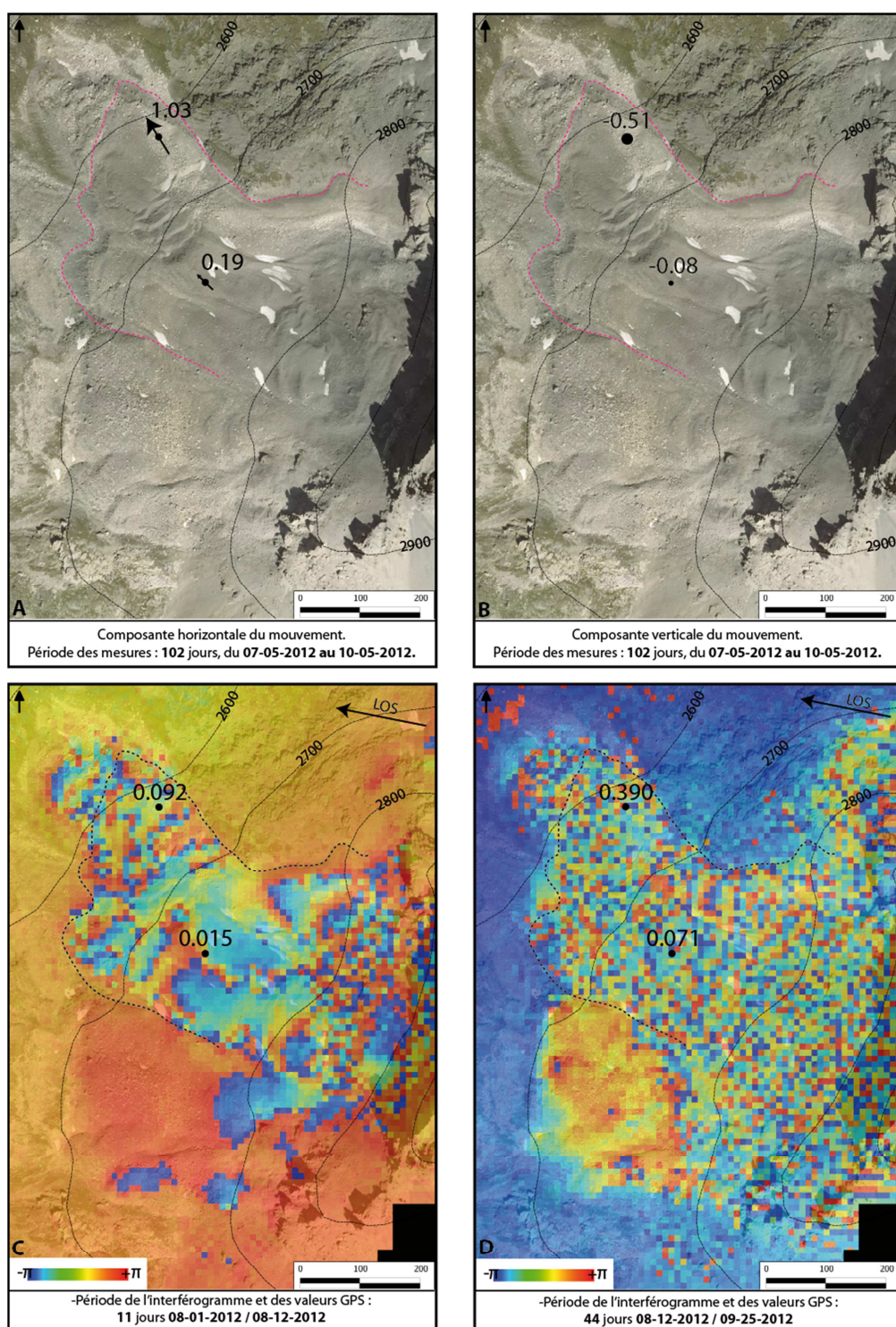


Figure 56 : Résultats du suivi par GPS continu sur le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest. Les deux encarts supérieurs présentent les résultats pour l'ensemble de la période de mesure (en m). Les deux encarts inférieurs superposent les données GPS et D-InSAR pour deux interférogrammes TerraSAR-X. Sur ces derniers, les données GPS représentent la composante du déplacement dans l'axe de visée du satellite. Les traits-tillés délimitent la zone active du glacier rocheux tracée d'après l'analyse d'images aériennes de la section précédente. La lettre en bas à gauche de chaque encart se rapporte au texte.

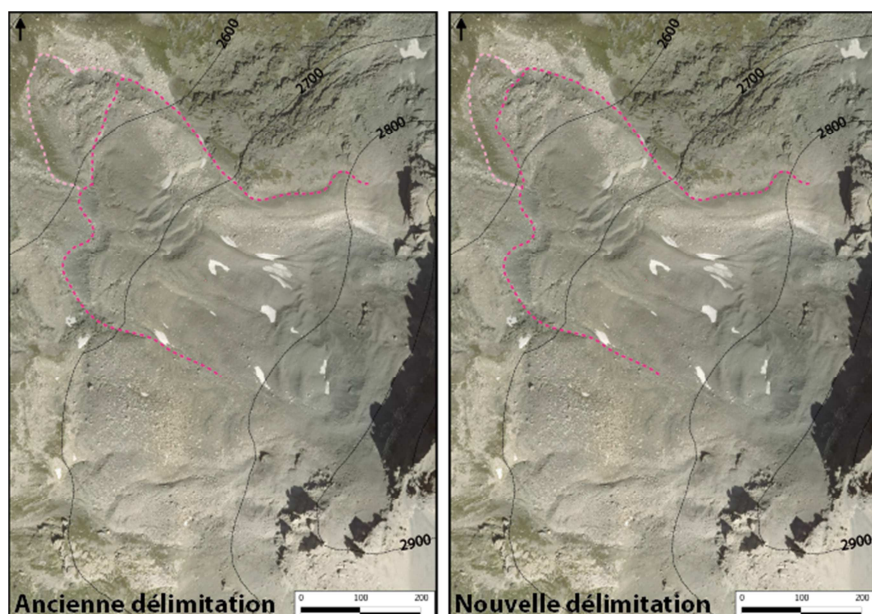


Figure 57 : Correction de la limite de la zone active du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest après analyse des interférogrammes TSX. Les traits-tillés délimitent le front principal des zones définies comme active (rose foncé) et inactive (rose pâle).

Quantification des données D-InSAR

Initialement, nous pensions pouvoir utiliser les données GPS pour calibrer les données D-InSAR le long de profils sur le même modèle que pour le glacier rocheux de la Fournache (voir 8.2.4). Mais pour plusieurs raisons qui vont être évoquées, la quantification du mouvement n'a pas été réalisée car elle serait peu fiable.

Ce manque de fiabilité est principalement lié aux valeurs de cohérence des interférogrammes pour la zone du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest. En effet, au regard des images de cohérence, il s'avère que la stabilité de la phase entre les acquisitions, même à 11 jours est médiocre. La figure 58 qui rassemble les images de cohérence pour la zone de Pierre Brune nord-ouest pour les quatre « meilleurs » interférogrammes en termes de valeurs de cohérence atteste de cela. Pour mieux visualiser les zones du glacier rocheux où les valeurs de cohérence sont suffisantes ou non, nous les avons ré-échantillonnées en deux classes (noir $< 0,5$ ≤ blanc) (figure 58, colonne de droite). Sur ces encarts, on constate que pour la partie aval, très peu de pixels ont une valeur supérieure ou égale à 0,5, à 11 jours tout comme à 22 jours. Il n'est donc pas pertinent de quantifier le mouvement pour cette partie du glacier rocheux. En revanche pour la partie amont, l'ensemble est plus nuancé. Si à 22 jours l'amont est globalement en-dessous de 0,5, ce n'est pas le cas pour les interférogrammes à 11 jours pour lesquelles certaines zones ont des valeurs supérieures ou égales à 0,5 et donc potentiellement quantifiables de manière fiable.

Malgré tout, l'essai que nous avons réalisé le long d'un profil longitudinal dans la partie amont n'a pas donné de bons résultats et ce pour les raisons suivantes :

- bien qu'un peu meilleure dans la moitié amont du glacier rocheux, nous avons vu que la cohérence n'est globalement pas très bonne et cela se traduit par des valeurs de phases en dents de scies dont le déroulement n'est pas aisé ;
- le GPS amont, avec lequel nous avons prévu de calibrer les données D-InSAR, se situe au milieu d'une zone de faible cohérence sur les quatre interférogrammes (voir figure 58). Il n'est donc pas possible de calibrer un profil de valeurs D-InSAR à partir de ce point de mesure ;
- enfin, comme nous l'avons fait pour le glacier rocheux de la Fournache, l'autre possibilité pour calibrer le profil consisterait à utiliser un segment du profil localisé sur une zone jugée stable. Cependant, l'agencement des valeurs de cohérence offre peu de possibilités pour réaliser cela, du moins pour un profil longitudinal dans l'axe principal de déplacement du glacier rocheux et long de plusieurs centaines de mètres.

Tous les éléments que nous venons d'évoquer indiquent donc que la répétitivité orbitale de TerraSAR-X et les caractéristiques morphologiques et cinématiques du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest ne permettent pas de quantifier de manière fiable le déplacement de la forme à partir des données acquises durant l'été 2012.

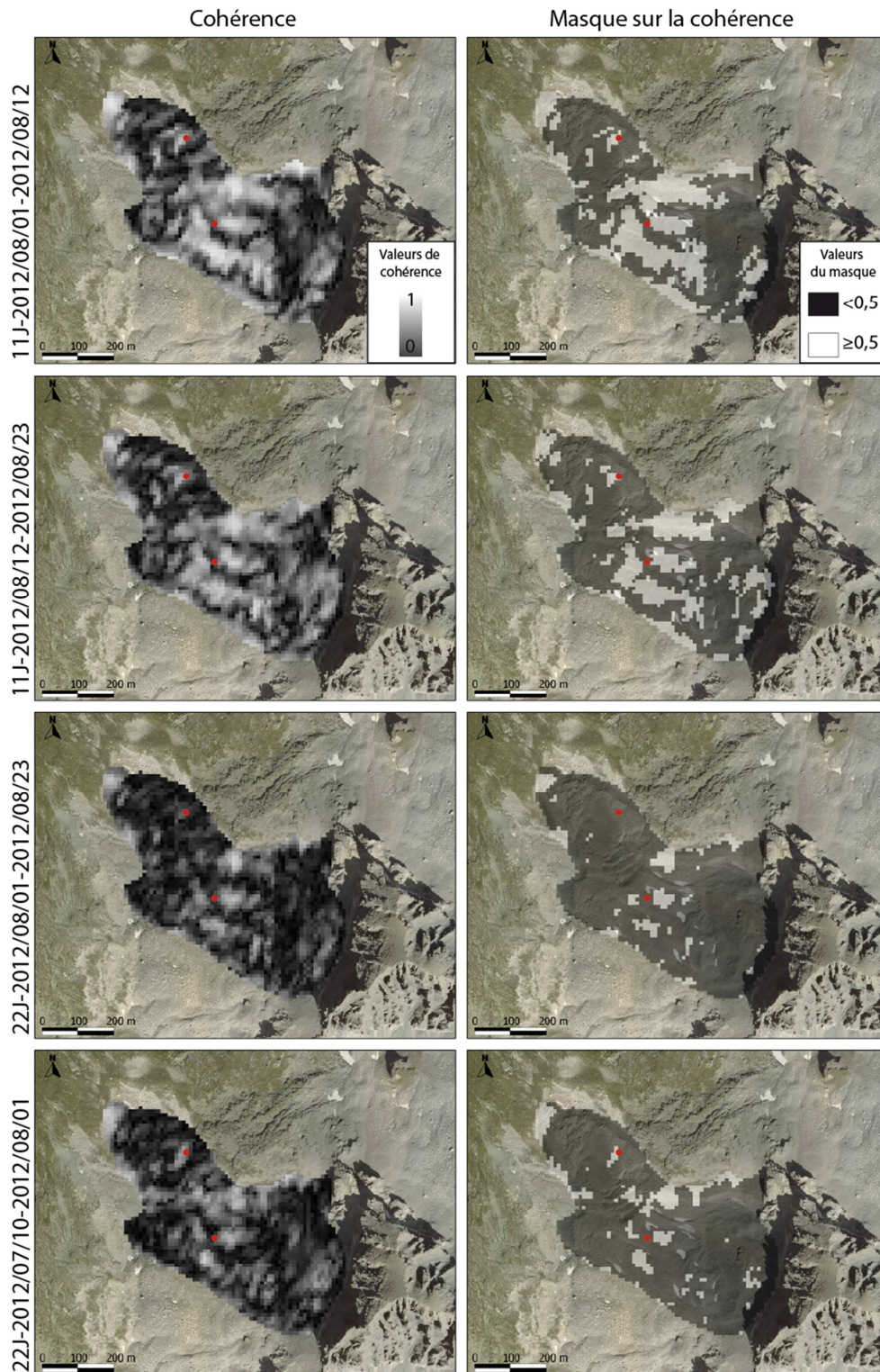


Figure 58 : Images de cohérences des quatre interférogrammes dont les valeurs sont les plus hautes, deux à 11 jours et deux à 22 jours. Les images de gauche présentent les valeurs de cohérence brute et celles de droite sont filtrées de manière à mieux visualiser les zones où la cohérence est supérieure ou inférieure à 0,5 (valeurs médiane à partir de laquelle le signal interférométrique se détériore significativement). Les points rouges localisent l'emplacement des GPS.

8.3.3 Synthèse

Cette étude de cas a permis d'apporter quelques éléments d'informations sur d'une part l'évolution des déplacements passés et actuels du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest et d'autre part sur l'apport des données D-InSAR pour ce genre de contexte géomorphologique et topographique (déplacement annuel plurimétrique, zone fracturée, orientation plutôt favorable par rapport à l'angle de visée du satellite).

L'analyse diachronique de la série d'images aériennes a permis d'identifier la décennie au cours de laquelle la première crevasse s'est ouverte (1950-1960) ainsi que celle où l'ensemble semble s'être accéléré, créant de nouvelles crevasses (1990-2001) (figure 55). A la suite de ces premières observations, la création des interférogrammes, nous informant sur les déplacements du glacier rocheux, a permis de préciser la limite aval de la zone active, préalablement proposée durant l'analyse des images aériennes d'archives (figure 57).

La comparaison entre les données des GPS continus et les évaluations semi-quantitatives d'ordre de grandeur de déplacement à partir des interférogrammes TSX (figure 56) a montré que la concordance était bonne et que de telles analyses étaient pertinentes pour deux types d'informations, à savoir : i) l'évaluation des ordres de grandeur des vitesses de déplacement du glacier rocheux à partir de simples analyses des interférogrammes et ii) la différenciation de zones de mouvements pour lesquelles les vitesses sont différentes. La limite de ces analyses étant la décorrélation des interférogrammes à 11 jours qui ne permet plus d'évaluer l'ordre de grandeur des vitesses de déplacement mais simplement d'estimer un ordre de grandeur minimal. En revanche, si la zone décorrélée se situe au sein d'autres zones corrélées, comme c'est le cas pour Pierre Brune, (partie aval complètement décorrélée à 11 jours par rapport au reste du glacier rocheux (figure 58) l'information est tout de même utile pour la différenciation de zones dont les vitesses sont différentes.

La quantification des données à partir des valeurs de phase n'a cependant pas pu être réalisée, les conditions nécessaires pour sa réalisation n'étant pas réunies. Cela met de nouveau en exergue la limite importante des données SAR provenant de TerraSAR-X pour notre champ d'étude : la répétitivité minimale de 11 jours entre deux passages du satellite. La détection et la quantification des mouvements sur les glaciers rocheux étant par conséquent limitées à des valeurs de déplacement de l'ordre du centimètre et demi en 11 jours. Au-delà, les mouvements sont trop rapides et la cohérence interférométrique devient trop basse pour des analyses fiables. Rapporté à une base annuelle, cela correspond à des déplacements de l'ordre du demi-mètre par an, ce qui

n'est pas suffisant pour certains glaciers rocheux dont les vitesses sont de un ou plusieurs mètres par an.

8.4 Bilan des résultats obtenus avec les données TSX

Ce chapitre a présenté les résultats obtenus avec le jeu de données acquis durant l'été 2012 par le satellite TerraSAR-X au-dessus de la Haute Maurienne/Haute Tarentaise. La première moitié de celui-ci a été consacrée à la présentation des résultats issus de l'analyse des interférogrammes générés et la seconde à l'étude de cas du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest.

Dans un premier temps, nous avons réalisé un inventaire de glaciers rocheux actifs détectés à partir des interférogrammes générés puis évalué le niveau d'activité de chacun d'eux de la même façon qu'avec les données ERS dans le chapitre précédent. A partir de la base de données de glaciers rocheux actifs obtenue, nous avons tiré quelques statistiques qui sont certes à commenter avec prudence, étant donné les limites de nos inventaires, mais qui représentent néanmoins les premières du genre pour les Alpes françaises sur la base d'un échantillon de plusieurs centaines de glaciers rocheux dont l'activité est semi-quantifiée à partir de données D-InSAR. Les résultats obtenus avec TSX ont également montré des différences importantes en termes de nombre de glaciers rocheux détectés par rapport à l'inventaire ERS : 264 TSX et 32 ERS. Bien que plusieurs facteurs entrent en jeu pour expliquer cette différence (voir 8.2.5, p144), ces résultats mettent néanmoins en exergue la forte amélioration technique qui s'est produite entre le lancement d'ERS-1 (1991) et TerraSAR-X (2007). De même, la comparaison entre notre inventaire utilisant la méthode D-InSAR et l'inventaire de glaciers rocheux de la Haute vallée de l'Arc de Monnier (voir 5.3.2) confirme la pertinence de ce genre de combinaison pour renforcer la justesse des inventaires basés sur des analyses visuelles.

Enfin, la réalisation de l'inventaire a permis de constater l'importance du choix des pas de temps. En effet, dans cette étude avec les données TSX, la trop longue répétitivité de passages du satellite (11 jours) ne permet pas de différencier les mouvements supérieurs à 0,5 m/an. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'interférogrammes à des pas de temps de quelques jours. De ce point de vue, la répétitivité de 1 jour proposée par le tandem ERS-1&2 ERS était mieux adaptée pour les glaciers rocheux les plus rapides.

Dans un deuxième temps, disposant pour le secteur Haute Maurienne/Haute Tarentaise de deux inventaires de glaciers rocheux actifs basés sur des données D-InSAR et pour des périodes différentes (1993/1995 et 2012), une comparaison a été

réalisée afin d'évaluer l'évolution de l'activité des formes communes aux deux inventaires. Les résultats obtenus, présentés dans la section 8.2.3 (p137), n'ont pas montré de tendance significative à l'accélération ou la décélération. Cependant la comparaison a été limitée par de nombreux facteurs et l'échantillon de glaciers rocheux était trop restreint pour pouvoir en déduire des évolutions significatives (23 glaciers rocheux). Toutefois, la réalisation de cette comparaison a permis de montrer qu'il était préférable de réaliser ce genre d'étude sur la base d'inventaires de mouvement D-InSAR provenant de données SAR comparables en termes de pas de temps et de longueur d'onde. Les progrès technologiques dans le domaine aérospatial permettront à l'avenir de réaliser des comparaisons similaires avec des résultats probablement plus pertinents. Cela pourrait d'ailleurs déjà être possible pour le satellite TSX qui a été lancé en 2007 et dont on pourrait comparer des données de plus de 6 ans d'intervalle, sous réserve de disposer d'archives suffisantes.

Par la suite, les mouvements du glacier rocheux de la Fournache détectés sur les interférogrammes à 11 et 22 jours et quantifiés le long d'un profil ont été exposés. Cela nous a permis de tester une méthode alternative de quantification à partir des données D-InSAR TSX (méthode proposée par (Barboux *et al.* 2012)) mais également de discuter des limites de la méthode. Ce cas d'étude a montré qu'il était techniquement possible de quantifier le mouvement du glacier rocheux dans l'axe de visée du satellite et avec des marges d'erreurs faibles (quelques millimètres pour des déplacements de quelques centimètres, voir 8.2.4). Cependant, pour aboutir à ces résultats, nous avons dû choisir un glacier rocheux suffisamment étendu pour établir un profil long de plusieurs centaines de mètres et pour lequel les valeurs de cohérence étaient élevées sur la forme mais également aux alentours afin de calibrer les valeurs de déplacement obtenues. Finalement les glaciers rocheux de notre inventaire qui respectent l'ensemble de ces critères sont rares. Tout cela nous suggère que les conditions de faisabilité pour la quantification de mouvement par D-InSAR sont trop nombreuses, et que cela entraînent trop d'incertitude pour du suivi à long terme de glaciers rocheux.

La deuxième moitié du chapitre a été consacrée à une étude plus approfondie de la cinématique du glacier rocheux déstabilisé de Pierre Brune nord-ouest. A l'aide de photographies aériennes et d'ortho-images d'archives ainsi que de données GPS et D-InSAR, nous avons étudié les déplacements du glacier rocheux depuis 1948 jusqu'à nos jours (section 8.3). Les résultats ont permis d'estimer la période à partir de laquelle la forme a commencé à accélérer (durant la décennie 1990) mais également les périodes d'apparitions des fractures (pour le lobe principal, une première entre 1952 et 1970 puis le nombre augmente à partir des années 1990). Les données GPS et D-InSAR ont confirmé les vitesses différentes des zones situées à l'amont et l'aval du secteur fracturé. En revanche nous espérons pouvoir quantifier les valeurs de déplacement à partir des

interférogrammes mais les valeurs de cohérence étaient trop basses pour le permettre. Cela conforte l'idée émise dans le paragraphe précédent selon laquelle la quantification de mouvement à partir des interférogrammes fonctionne selon les cas mais que les conditions de faisabilité sont trop nombreuses et entraînent trop d'incertitude pour un suivi à long terme.

Chapitre 9 - Bilan et discussion des travaux menés

Dans ce dernier chapitre, nous proposons dans un premier temps une discussion autour des apports de la thèse et des limites de la méthode D-InSAR dans le cadre de l'étude de la cinématique des glaciers rocheux. A la suite de cela, nous présenterons des pistes envisageables dans l'optique de recherches futures avant de conclure ce travail par un bilan général sur les travaux menés, les résultats obtenus et les enseignements tirés.

9.1 Apports de la thèse et limites des résultats

9.1.1 Une première base de données sur l'activité des glaciers rocheux des Alpes françaises basée sur de l'InSAR

Ce travail de thèse avait pour ambition de contribuer à l'étude de la cinématique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises. Notre objectif était pour cela d'utiliser la méthode de télédétection de l'interférométrie radar différentielle pour localiser puis évaluer le niveau d'activité d'un maximum de glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises. Sur ce point, les études menées avec les données satellitaire d'ERS et de TSX ont donné des résultats conséquents puisqu'une base de données comportant 384 glaciers rocheux à travers l'ensemble du massif alpins français a été créée (voir figure 43, p111 ; figure 44, p112 et figure 46, p130). Bien que déjà existant dans d'autres pays de l'arc alpin, cet inventaire de mouvements des glaciers rocheux basé sur des données D-InSAR est le premier du genre pour les Alpes françaises.

Les principales limites des données de nos inventaires sont les suivantes⁵⁴ : i) ils sont basés sur une méthode d'analyse des interférogrammes qui nous informent uniquement sur l'ordre de grandeur du déplacement annuel dans la ligne de visée du satellite. ii) l'évaluation du déplacement est remise sur une base annuelle à partir d'une extrapolation linéaire basée sur des données de déplacements provenant d'aperçus de quelques jours ou semaines. Or nous l'avons vu, la littérature montre que les déplacements des glaciers rocheux ne sont pas constants au cours de l'année ; et les périodes estivales, généralement choisies pour les données SAR, sont celles où les déplacements sont autour de leur maximum. Ces deux raisons conduisent à préférer donner un ordre de grandeur de déplacement plutôt qu'une valeur plus précisément chiffrée pour chaque détection. Enfin, les inventaires sont réalisés par des opérateurs qui sont certes entraînés à l'interprétation des données D-InSAR mais cela n'empêche pas l'oubli éventuel de certains glaciers rocheux lors de l'analyse des interférogrammes.

⁵⁴ Il s'agit ici des limites des résultats des inventaires et non des limites de la méthode D-InSAR.

Néanmoins, nous en avons tiré quelques statistiques concernant la répartition des ordres de grandeur de déplacement annuel et des altitudes des formes détectées. Même si ces statistiques sont à commenter avec prudence, elles sont toutefois les premières en France basées sur un échantillon de glaciers rocheux aussi nombreux dont le niveau d'activité est fondé sur une méthode de mesures de déplacement autre que des analyses géomorphologiques visuelles. Notons que seul l'échantillon provenant des interférogrammes TSX a été utilisé pour ces statistiques, car celui provenant de l'analyse des archives ERS était trop incomplet (nombre d'interférogrammes insuffisants et pas d'interférogrammes ascendants). Cela nous mène au second objectif qui découle de ces inventaires : l'évaluation de la pertinence de la méthode D-InSAR pour un suivi à plus long terme des déplacements de surface des glaciers rocheux.

9.1.2 Evaluation de la méthode D-InSAR dans le cadre de l'étude de la cinématique des glaciers rocheux

L'analyse des interférogrammes a montré que les différences de résultats entre les satellites ERS et TSX étaient grandes, que ce soit en termes de nombre de détections pour un même secteur (Haute Maurienne/Haute Tarentaise) ou en termes de qualité des interférogrammes générés. La réalisation de ces deux études nous a amené à réfléchir à la pertinence de la méthode D-InSAR dans le contexte du suivi des déplacements de surface des glaciers rocheux dans les Alpes françaises. Nous apportons des éléments de réponse de deux types :

- une synthèse sur les éléments fondamentaux à prendre en compte pour mener à bien ce genre d'étude ;
- une réflexion plus générale sur la pertinence de cette méthode de mesure dans le contexte de notre étude.

Concernant le premier point, nous avons vu que selon le niveau d'activité des glaciers rocheux actifs présents dans la zone d'étude, leur taille et leur orientation, différents choix de satellites et de mode d'acquisition doivent être considérés. En effet, pour détecter une gamme de mouvements large (de quelques centimètres à plusieurs mètres par an dans le cas des glaciers rocheux), il est préférable que certains critères, décrits dans les paragraphes qui suivent, soient respectés au moment du choix des images SAR à acquérir.

La résolution du pixel en géométrie sol doit être compatible avec la taille des formes étudiées. On comprend aisément qu'un glacier rocheux dont la superficie ne représente que quelques pixels sur l'interférogramme bénéficiera de résultats moins

précis que s'il est défini par plusieurs dizaines de pixels. En guise d'exemple, dans notre étude avec les données ERS dans les Alpes françaises, nous avons jugé, empiriquement, que les zones de mouvements détectées sur les glaciers rocheux devaient représenter au moins 12 pixels sur les interférogrammes pour que l'analyse soit pertinente⁵⁵. Le panel de données SAR d'archives ou de satellites radar en service permet d'obtenir des données de résolutions très variées allant du mètre à plusieurs décamètres en géométrie radar.

La répétitivité de passage des satellites est également un critère de sélection essentiel. De celle-ci dépendra le panel de détection possible sur les interférogrammes générés. Nous avons vu que la détection entre deux pixels sur un interférogramme était limitée à la demi-longueur d'onde du satellite. Il est donc nécessaire de disposer d'un panel d'interférogrammes avec des pas de temps variés pour couvrir l'ensemble du spectre des vitesses des glaciers rocheux. Avec des interférogrammes au pas de temps d'un jour, il sera possible de détecter des mouvements/déformations de quelques centimètres survenus en un jour soit potentiellement de plusieurs mètres par an. A l'inverse, des pas de temps de quelques mois ou d'un an permettent de détecter des mouvements/déformations de quelques décimètres ou centimètres en une année. Cependant, les études que nous avons réalisées dans ce travail ont montré que plus les interférogrammes ont des pas de temps longs plus ils sont bruités et difficiles à interpréter dans les secteurs de haute montagne où de nombreux facteurs font fortement évoluer la topographie entre les acquisitions (gravité, processus liés au gel, érosion). Lors de l'analyse de nos interférogrammes, nous avons remarqué une détérioration sensible à partir de 15 jours pour les données ERS et 44 jours pour les TSX.

D'autres critères importants, que nous avons évoqués dans ce manuscrit, sont à prendre en compte comme les valeurs de « *baseline* » perpendiculaire ou la résolution du MNT utilisé pour soustraire la contribution topographique de la phase. Ces critères sont liés à des données que l'on ne peut définir au préalable et consistent une des limites majeures de la méthode. En effet, pour réaliser ce type d'étude, nous sommes tributaires de la précision des MNT disponibles pour la zone d'étude et des valeurs de « *baseline* » qui sont calculées au moment de l'acquisition des données SAR et qui ne sont pas toujours satisfaisantes au regard de la précision du MNT. Comme nous l'avons vu, principalement dans l'étude ERS, cela peut réduire drastiquement le nombre d'images utilisables. Cependant, ces deux critères s'améliorent largement avec l'évolution des technologies spatiales. Les paramètres orbitaux sont mieux contrôlés et donc les « *baselines* » plus courtes : nous avons pu nous en rendre compte entre les

⁵⁵ Pour ERS, la résolution en géométrie sol est de 25m soit une zone de 150m x 50m ; se référer à la section 7.3 (p102) pour plus de précision.

données ERS (à partir de 1991) et TSX (à partir de 2007). Il en est de même pour les MNT dont les résolutions et précisions s'améliorent progressivement avec l'envoi de satellites comme TSX, Pléiades ou encore avec les acquisitions par LiDAR aéroportées. Ces données sont en revanche très onéreuses, car de dernière génération, et les MNT utilisables gratuitement ou à peu de frais ne sont pas encore issus de ces dernières technologies.

D'un point de vue plus général, la littérature existante sur le sujet ainsi que les travaux que nous avons menés au cours de cette thèse nous mènent à l'évaluation suivante.

La méthode D-InSAR est performante lorsqu'il s'agit de localiser et d'évaluer le niveau d'activité des glaciers rocheux sur de vastes zones, sous réserve de disposer d'un panel d'interférogrammes suffisant et d'un opérateur coutumier de l'analyse des interférogrammes et des glaciers rocheux. Elles peuvent aussi bien être utilisées en complément d'inventaires existants pour clarifier le niveau d'activité des glaciers rocheux préalablement inventoriés ou comme point de départ pour des inventaires de glaciers rocheux actifs dans des zones à prospecter. Par extension, la méthode D-InSAR est donc aussi **utile pour identifier de potentiels glaciers rocheux dont les déplacements et/ou le contexte peuvent être générateurs de risques**. Si l'on dispose de pas de temps de quelques jours, **la méthode D-InSAR est également un bon moyen pour détecter des glaciers rocheux présentant des vitesses anormalement rapides** de plusieurs mètres par an.

A moyen et long termes, l'utilisation de la méthode D-InSAR pourrait être un bon moyen pour évaluer l'évolution des vitesses de nombreux glaciers rocheux au cours du temps (accélération/décélération/stabilité). Cependant, il est préférable que pour les deux périodes les données SAR utilisées soient comparables (longueur d'onde et pas de temps des interférogrammes) afin que l'analyse soit aisée. Il est en effet plus confortable pour un opérateur d'identifier une évolution du déplacement à partir d'interférogrammes dont les pas de temps et la longueur d'onde sont similaires et donc directement comparable plutôt que de devoir harmoniser des données provenant d'un ensemble d'interférogrammes varié.

Pour la quantification précise du mouvement et le suivi de glaciers rocheux, la méthode D-InSAR ne semble pas être la plus efficiente. Même si la quantification du mouvement est parfois possible, un exemple a d'ailleurs été présenté au chapitre précédent (glacier rocheux de la Fournache, voir 8.2.4, p140), le suivi du déplacement de glaciers rocheux par D-InSAR ne semble pas être la méthode la plus pertinente et cela pour plusieurs raisons : i) les algorithmes automatiques qui déroulent les franges sont souvent peu performants à l'échelle des glaciers rocheux. En guise d'alternative,

nous avons vu qu'il était possible de quantifier le mouvement manuellement le long de profil tracé sur les glaciers rocheux. ii) Les valeurs de cohérence au sein d'un même glacier rocheux sont souvent peu homogènes et certaines zones ont des valeurs trop faibles pour permettre de raisonnablement quantifier le mouvement. iii) Même si le mouvement est quantifié, les valeurs obtenues représenteront le mouvement dans l'axe de visée du satellite et non dans l'axe du glacier rocheux⁵⁶. iv) Le traitement des données SAR est soumis à de nombreuses incertitudes qui peuvent empêcher d'aboutir à des résultats fiables (mauvaise météo lors des acquisitions, valeurs de « *baseline* » trop longues par rapport au MNT disponible, artefacts atmosphériques, neige résiduelle importante selon les années). Ces nombreuses incertitudes nous laissent penser que l'utilisation de la méthode D-InSAR pour un suivi à long terme des déplacements de glaciers rocheux n'est pas la solution la plus adaptée à l'heure actuelle. Du moins si l'on souhaite un suivi régulier, fiable et peu chronophage. Les études que nous avons menées témoignent de ces incertitudes gênantes puisqu'initialement nous avions prévu de quantifier les mouvements du glacier rocheux de Pierre Brune à partir des données de l'été 2012 de TSX mais les valeurs de cohérence des interférogrammes ne l'ont pas permis, même pour la partie amont du glacier rocheux dont les données GPS indiquent pourtant des déplacements de l'ordre de la demi-longueur d'onde de TSX (voir figure 56, p155).

9.2 Perspectives pour des recherches futures

Une des limites de la méthode D-InSAR est la détection dans l'axe de visée du satellite qui induit de fortes disparités selon l'orientation des formes détectées sur un même interférogramme. Prenons l'exemple d'un satellite dont l'axe de visée sur le plan horizontal est nord-ouest. Dans ce cas, une frange observée sur un glacier rocheux orienté nord-ouest n'équivaut pas (en déplacement réel) à une même frange détectée sur un glacier rocheux orienté ouest. Autrement dit, à différence de phase égale, plus on s'écarte de l'orientation qui correspond à l'axe de visée du satellite plus le mouvement est à priori rapide. En effet, si le déplacement mesuré est le même entre un glacier rocheux orienté dans l'axe de visée du satellite et un autre dont l'orientation a $\pm 20^\circ$ sur le plan horizontal, on suppose que le mouvement réel dans l'axe principal d'écoulement est plus grand pour le second. L'exemple que nous donnons ici ne prend en compte que le plan horizontal mais il en est de même pour le plan vertical. Suivant ce principe, on pourrait imaginer créer un indice prenant en compte l'orientation dans les trois dimensions des formes par rapport à l'angle de visée du satellite, ce qui

⁵⁶ Sauf pour les cas (rares) de glaciers rocheux pour lesquels l'axe principal du mouvement est proche de l'axe de visée du satellite.

permettrait d'affiner les ordres de grandeur de déplacement des détections lorsqu'il s'agit de travaux d'inventaire à partir de données D-InSAR.

Toujours dans le but d'affiner les ordres de grandeur de déplacement qui sont donnés à chaque glacier rocheux détecté sur les interférogrammes, il serait intéressant d'essayer de pondérer ces ordres de grandeur en fonction de la période de détection (début d'été, début d'automne, etc.). En effet, les mouvements des glaciers rocheux varient selon les périodes de l'année. En se basant sur les valeurs existantes dans la littérature, on pourrait s'essayer à proposer un indice des valeurs de déplacement intra-annuelles que l'on appliquerait ensuite aux détections par D-InSAR en fonction de la période de détection.

Lors de la réalisation de l'étude sur le glacier rocheux de Pierre Brune, nous avons été limités par les valeurs de cohérence trop basses. De même, lors de la quantification de mouvement pour le glacier rocheux de la Fournache, les valeurs de cohérence étaient variables le long du profil. Plus généralement, les valeurs de cohérence sont plus basses sur les glaciers rocheux détectés qu'aux alentours, ce qui est logique puisque la cohérence mesure la stabilité de la phase entre les deux images⁵⁷. La question s'est alors posée de savoir : dans quelle mesure serait-il possible de corrélérer les valeurs de cohérence avec l'intensité des déplacements des glaciers rocheux ? Dans le cadre d'inventaires semi-quantitatifs comme ceux que nous avons réalisés, cela pourrait être très utile dans les secteurs où les MNT disponibles sont de qualité insuffisante.

Cette réflexion sur les valeurs de cohérence soulève justement une autre question qui mériterait d'être approfondie : jusqu'à quel point peut-on filtrer les valeurs de phase et de cohérence sans compromettre la pertinence des résultats ? Dans notre cas nous avons suivi les valeurs standards proposées dans le logiciel GAMMA® mais comme on peut le voir sur les figures présentées au chapitre 4 (figures 28 et 29, p67-68), les filtres peuvent fortement lisser les données. Ainsi, sur une image de cohérence non filtrée, une zone dont les valeurs sont trop basses pour être exploitées peut le devenir une fois les filtres appliqués. Dans le cas des glaciers rocheux ou plus généralement de l'étude de petites formes par D-InSAR, il pourrait peut-être être intéressant d'évaluer la pertinence des seuils des filtres utilisés.

Autre piste, l'utilisation de satellite en bande L (longueur d'onde entre 15 et 30 cm). En effet, nous n'avons pas réussi à obtenir des interférogrammes de qualité pour des pas de temps longs (au-delà de 2 ou 3 mois). L'utilisation de satellite radar en Bande L (par exemple ALOS PALSAR) permettrait d'obtenir une bonne cohérence pour des pas de temps longs et serait mieux adapté en cas d'humidité (Lilleøren *et al.*

⁵⁷ Un déplacement faisant varier la phase la rendra nécessairement moins stable.

2013). Cependant, d'autres études utilisant des données ERS ont généré et analysé des interférogrammes à des pas de temps de 1 ou 2 ans. Il serait donc dans un premier temps important de comprendre pourquoi nous n'avons pas réussi. Faut-il chercher du côté des paramètres lors des calculs, du MNT utilisé, des données SAR ?

Enfin, d'autres méthodes de mesure basées sur des données SAR existent et pourraient être testées pour quantifier le mouvement des glaciers rocheux comme le « *tracking* » de texture ou la méthode des « *permanent scatterers* ». A la différence de l'InSAR, ces méthodes n'utilisent pas les images de phases mais les images d'intensité. Le double avantage de ces méthodes est d'une part de ne pas nécessiter de MNT pour les calculs et d'autre part de s'affranchir des problèmes de décorrélation liés aux variations temporelles des conditions de surface. En revanche, ces méthodes nécessitent généralement des déplacements au moins supérieurs à la taille d'un pixel soit plusieurs mètres de déplacement entre deux images. Dans le cas des glaciers rocheux et d'après les caractéristiques actuelles des satellites, des pas de temps longs (de quelques mois à plusieurs années) pourraient permettre de quantifier le déplacement des formes les plus rapides. Pour les glaciers rocheux qui ont des vitesses de quelques décimètres par an, il sera probablement nécessaire d'attendre que les capteurs SAR améliorent davantage leurs résolutions pour obtenir des résultats convaincants.

9.3 Conclusion

Une thèse transdisciplinaire

Avant de conclure sur le bilan de ces travaux de thèse, j'évoquerai rapidement l'apport de la transdisciplinarité. En effet, cette thèse fut extrêmement enrichissante car elle se situe à la frontière de deux disciplines complémentaires mais dont les compétences sont très différentes : la géomorphologie (ici périglaciaire) et la télédétection (traitements des images SAR). Géographe/géomorphologue de formation, j'ai dû me former à la méthode D-InSAR et cela fût passionnant et riche en enseignements. Il est également satisfaisant de traiter soi-même les données SAR puis de les interpréter. Et c'est bien là que la transdisciplinarité apporte une réelle plus-value : cela permet pour une même personne de générer et analyser les données et donc de mieux cerner les limites et enjeux des deux disciplines. Cela permet également d'être un interlocuteur privilégié entre ces deux communautés dont le vocabulaire et les principes de fonctionnement sont parfois différents. Avouons cependant qu'en étant à la frontière de deux disciplines, on se sent parfois légitime dans aucune des deux !

Bilan de la thèse

Après deux premières parties consacrées aux aspects théoriques et méthodologiques nécessaires à la compréhension des travaux qui ont été menés par la suite, avec notamment une revue bibliographique sur le pergélisol de montagne et les glaciers rocheux (chapitre 2, p19) ainsi qu'une présentation des principes de l'imagerie radar et de la méthode D-InSAR (chapitre 4, p49), trois études à des échelles différentes ont été menées : une à l'échelle des Alpes françaises (ERS), une autre à l'échelle de la Haute Maurienne/Haute Tarentaise (TSX) et enfin une étude plus détaillée à l'échelle du glacier rocheux de Pierre Brune combinant données D-InSAR, optiques et analyses géomorphologiques.

Toutes fondées sur de l'interférométrie radar différentielle, ces études ont permis d'apporter des éléments de réponse aux questionnements et objectifs de départ en fournissant d'une part une première base de données spatialisées de glaciers rocheux actifs dans les Alpes françaises ainsi qu'une évaluation de leur niveau d'activité sous la forme d'ordres de grandeur de déplacement annuel. D'autre part, ces travaux d'inventaires ont donné lieu à une synthèse sur la pertinence de la méthode D-InSAR à l'heure actuelle et pour le contexte de l'étude de la cinématique des glaciers rocheux. Celle-ci peut se résumer comme suit :

- une méthode pertinente pour des inventaires semi-quantitatifs à l'échelle de massifs entiers mais également pour quantifier ponctuellement le mouvement de certains glaciers rocheux sous réserve de conditions favorables ;
- les contraintes méthodologiques sont trop nombreuses à l'heure actuelle pour un suivi précis, fiable et constant à long terme.

Durant ces 3 années de thèse, le travail a principalement porté sur l'acquisition des données SAR ainsi que la création puis l'interprétation des interférogrammes. Quelques informations ont été tirées de la base de données créée mais celle-ci pourra être davantage exploitée à l'avenir. Comme nous l'avons vu dans la section précédente les perspectives qui font suite à ces recherches suivent, entre autres, la piste qui consiste à essayer d'affiner l'ordre de grandeur de déplacement donné à chaque glacier rocheux détecté sur les interférogrammes dans le cadre d'inventaires semi-quantitatifs. En effet, bien que l'interférométrie radar différentielle semble trop contraignante pour un suivi pérenne et précis à l'échelle de la forme, la possibilité d'obtenir des données semi-quantifiées à l'échelle de massifs entiers en fait un outil puissant pour l'étude des déplacements des glaciers rocheux. D'autant que les améliorations technologiques et méthodologiques à venir dans le domaine de l'imagerie SAR permettront très probablement d'affiner considérablement les résultats.

Bibliographie

- Arenson, L., Hoelzle, M. & Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and periglacial processes*, 13 : 117-135.
- Assier, A. (1996). Prospection électrique sur les glaciers rocheux du cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du sud, France). *Permafrost and periglacial processes*, 7 : 0–15.
- ASTRIUM (2013). Document d'informations sur les caractéristiques du satellite TerraSAR-X. http://www2.astrium-geo.com/files/pmedia/public/r26843_9_geo_020_terrasar_x_fr_low.pdf. Consulté le 11 février 2014.
- Avian, M., Kellerer-Pirkbauer, A. & Bauer, A. (2009). LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9 : 1087–1094.
- Barboux, C., Gay, M. & Vasile, G. (2009). *Permafrost detection in the french southern alps*, Saint-Martin-d'Hères: Gipsa-Lab DIS Department. (rapport d'étude non publié).
- Barboux, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Collet, C. & Raetzo, H. (2012). Monitoring active rock glaciers in the Western Swiss Alps: Challenges of Differential Sar Interferometry and solutions to estimate annual and seasonal displacement rates. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, 5210–5213. DOI: 10.1109/IGARSS.2012.6352435.
- Barboux, C., Delaloye, R., Collet, C., Lambiel, C. & Strozzi, T. (2013). TSX DInSAR data for detecting and monitoring slope motion phenomena in an Alpine periglacial environment at different resolution scales (Western Swiss Alps, Switzerland). *5th TerraSAR-X science team meeting*, 10-14 June 2013, DLR – Oberpfaffenhofen, (abstract).
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Strozzi, T., Collet, J. & Raetzo, H. (2013). Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. *Proceedings of Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 7–21.
- Barsch, D. (1969). Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8 : 11–30.
- Barsch, D. & Hell, G. (1975). Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I, Oberengadin, Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 11 : 111–142.
- Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and periglacial processes*, 3 : 175–188.
- Barsch, D. & Zick, W. (1991). Die Bewegungen des Blockgletschers Macun I von 1965-1988 (Unterengadin, Graubünden, Schweiz). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35 : 1–14.
- Barsch, D. (1996). Rock-glaciers : indicators for the present and former geoecology in high mountain environments. *Berlin, Heidelberg, New York*, 331p.

- Bauer, A., Paar, G. & Kaufmann, V. (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Proceedings of the 8th International Permafrost Conference*. Zurich, Switzerland, 55–60.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Eiken, T. & Sollid, J.L. (2003). The rock glaciers on Prins Karls Forland: corrections of surface displacement rates. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 : 291–293. DOI: 10.1002/ppp.454
- Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeybot (Hautes Alpes)*. PRODIG. Université Paris 7, PhD : 274p.
- Bodin, X. & Schoeneich, P. (2008). High-resolution DEM extraction from terrestrial LIDAR topometry and surface kinematics of the creeping alpine permafrost: The Laurichard rock glacier case study (Southern French Alps). *Proceedings of Ninth International Conference on Permafrost*. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, 137–142.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L. & Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard Rock Glacier, French Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 20 : 331–344.
- Bodin, X., Krysiecki, J.-M. & Iribarren Anaconda, P. (2012). Recent collapse of rock glaciers: two study cases in the Alps and in the Andes. *Interpraevent 2012*, Grenoble (France), April 2012.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. & Noetzli, J. (2012). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6 : 807–820. DOI: 10.5194/tc-6-807-2012.
- Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rockglaciers in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Permafrost and periglacial processes*, 16 : 231–240.
- Capps, S.R.J. (1910). Rock Glaciers in Alaska. *Journal of Geology*, 18 : 359–375.
- Carlsaw, H.S. & Jaeger, J.C. (1959). *Conduction of heat in solids*, Oxford: Clarendon Press, 510p.
- CETMF/DPMVN (2008). *Le GPS différentiel (DGPS) et temps réel (GPS RTK)*, Rapport pour le ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie. http://www.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/DGPS_et_RTK_V2_cle598ba6.pdf. Consulté le 12 février 2014.
- Chardon, M. (1984). Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 72 : 213–224.
- Chardon, M. (1989). Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine. *Revue de Géographie Alpine*, 77 : 15–28.
- Chesi, G., Krainer, K. & Mostler, W. (1999). Bewegungsmessungen am aktiven Blockgletscher Inneres Reichenkar mit der GPS-Methode. *X. Int. Geodätische Woche*, Obergurgl, 223–227.
- Coque, R. (2002). Géomorphologie. 6ème édition. Paris: Armand Colin, 496p.

- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Fribourg: Faculté des sciences de Fribourg, PhD : 244p.
- Delaloye, R., Lambiel, C. & Lugon, R. (2005). *Validation of InSAR data in permafrost zone*, For the Federal Office of Water and Geology (FOWG). Rapport de mandat, non publié.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. & Strozzi, T. (2007a). ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43 : 113–120.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. & Strozzi, T. (2007b). Typical ERS InSAR signature of slope movement in a periglacial mountain environment (Swiss Alps). *ENVISAT Symposium 2007 (ESA SP-636, July 2007)*. Montreux, Suisse.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Perruchoud, E. & Raetzo, H. (2008). Landslide-like development of rockglaciers detected with ERS-1/2 SAR interferometry. *Proceedings of the FRINGE 2007 Workshop*, novembre 2007. Frascati, Italy (ESA SP-649).
- Delaloye, R., Lambiel, C. & Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps : seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65 : 135–145.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Barboux, C., Mari, S., Stocker, A., Techel, F. & Raetzo, H. (2010). The contribution of InSAR data to the early detection of potentially hazardous active rock glaciers in mountain areas. *Proceedings ESA Living Planet Symposium 2010*. Bergen, Norway (ESA SP-686).
- Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M. & Gachet, S. (2012). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *Proceedings of Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 21–31.
- Deville, E., Bertrand, J.M., Broudoux, B., Caby, R., Dalpiaz, G.V., Ellenberger, F., Guillot, F., jaillard, E., Marion, R., Niemeyer, H., Polino, R., Raguin, E., Raoult, J.M. & Robert, D. (1991). *Carte géologique France (1/50 000)*, BRGM, feuille Tignes (752).
- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108 : 158–169. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.06.007.
- Echelard, T. (2010). *Détection de mouvements par interférométrie radar dans les zones à permafrost : application aux glaciers rocheux du massif du Queyras ; principes, méthodologie et premiers résultats*. Grenoble: Joseph Fourier university, mémoire de Master : 115p.
- Echelard, T. & Krysiecki, J.-M. (2012). *Les milieux d'altitude du Queyras, une richesse de formes périglaciaires méconnue*. Article de vulgarisation scientifique dans le magazine “le courrier du Queyras.”, 83 : 8-11.

- Echelard, T., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P. & Gay, M. (2012). Rockglacier movement detection by D-InSAR in French Alps using ERS archive data and TerraSAR-X data. *Tenth international Conference on Permafrost*. Salekhard, Russia, Extended abstracts, 4 : 132-133.
- Echelard, T., Krysiecki, J.-M., Gay, M. & Schoeneich, P. (2013). Rockglacier movements detection by Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar D-InSAR in French Alps using ERS archive data. *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 3 : 231-242. DOI : 10.4000/geomorphologie.10264.
- ESA (2008). *ERS-2 InSAR restored to life. Zero-gyro mode and tandem operation with Envisat*. Rapport d'étude. [https://earth.esa.int/documents/10174/57325/ERS-ENVISAT_brochure_SAR66 .pdf](https://earth.esa.int/documents/10174/57325/ERS-ENVISAT_brochure_SAR66.pdf). Consulté le 14 février 2014.
- Eugster, H. (1973). Bericht über die Untersuchungen des Blockstroms in der Val Sassa im Schweiz. Nationalpark (GR) von 1917-1971. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark*, 11 : 368–384.
- Evin, M. & Assier, A. (1983). Glacier et glaciers rocheux dans le Haut-Vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du sud, France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 19 : 27–41.
- Evin, M. (1987). *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Grenoble, Université Joseph Fourier, PhD : 308p.
- Evin, M., Assier, A. & Fabre, D. (1990). Les glaciers rocheux du Marinnet (Haut-Ubaye, France). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 39 : 139–155.
- Fallourd, R. (2012). *Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain*. Grenoble, France, Université de Grenoble, PhD : 217p.
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F. & Massonnet, D. (2007). *InSAR principles : guidelines for SAR Interferometry processing and interpretation (ESA TM-19)*. In: Fletcher, K. (ed) *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*, ESA Publications.
- Feuillet, T. & Sellier, D. (2008). Observations sur la limite inférieure de l'étage périglaciaire dans les pyrénées centrales françaises. *Environnements périglaciaires*, 15 : 59–68.
- Feuillet, T. (2010). *Les formes périglaciaires dans les Pyrénées centrales françaises : analyse spatiale, chronologique et valorisation*. Nantes, Université de Nantes, PhD : 404p.
- Francou, B. (1977). Formes d'éboulis élevés dans le Briançonnais. *Revue de Géographie Alpine*, 15 : 63–77.
- Francou, B. (1988). *L'éboulisation en haute montagne*. Caen, Editec, 696p.
- Francou, B. & Reynaud, L. (1992). 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 : 209–213. DOI: 10.1002/ppp.3430030306.

- Frauenfelder, R., Laustela, M. & Kääh, A. (2004). Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers. *Turbulenzen in der Geomorphologie. Jahrestagung der SGMG 2003*, 103–118.
- Gabriel, A.K., Goldstein, R.M. & Zebker, H.A. (1989). Mapping small elevation changes over large areas : Differential radar interferometry. *Journal of geophysical research*, 94 : 9183–9191.
- Gamma Remote Sensing (2010). *Interferometric SAR Processor - ISP. Documentation pour l'utilisateur, Version 1.5*.
- GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième *Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Equipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. Genève, Suisse : IPCC, 103p.
- Girstmair, A., Mitterer-Hoinkes, S., Bollmann, E., Krainer, K., Sailer, S. & Stötter, J. (2013). Rock glacier analyses in the Tyrolean Central Alps based on airborne lidar-data. *Geophysical Research Abstract*. EGU. Vienna, Austria. EGU3013-4235.
- Goldstein, R.M. & Werner, C.L. (1997). Radar ice motion interferometry. *3rd ERS symposium*. Florence, Italy: Paris: ESA, 969–972.
- Gruber, S. (2005). *Mountain permafrost : Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. University of Zürich, PhD : 114p.
- Haerberli, W. (1985). *Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers*. University of Zurich, 142p.
- Haerberli, W., Hunder, J., Kensen, H.-R., Pika, J. & Röthlisberger, H. (1988). Core drilling through rock glacier permafrost. *Proceedings of the 5th International conference on Permafrost*. Trondheim, Norvège, 937–942.
- Haerberli, W. & Vonder Mühl, D. (1996). On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 104 : 43–57.
- Haerberli, W. (1998). Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, eastern Swiss Alps : answered questions and new perspectives. *Proceedings of the 7th International conference on Permafrost*, 403–410.
- Haerberli, W. (2000). Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers : a discussion. *Permafrost and periglacial processes*, 11 : 290-293.
- Hanssen, R. (2001). *Radar Interferometry : Data Interpretation and Error Analysis*, Kluwer Academic Publishers.
- Harris, S. A. (1988). The Alpine periglacial zone. *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, John Wiley and sons., M. J. Clark. 479p.

- Hoelzle, M., Wagner, S., Kääb, A. & Vonder Mühll, D. (1998). Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *7th International Conference on Permafrost*. Yellowknife, Canada.: Collection Nordicana, 465–471.
- IGN. (2011a). BD ALTI - Descriptif de contenu.
- IGN. (2011b). BD ORTHO - Descriptif de contenu.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived Rock Glaciers in the upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 13 : 145–161.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. & Kääb, A. (2003). A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*. Zürich, 455–460.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2006). Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology*, 73 : 279–296. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.07.015.
- IPA (2010). International Permafrost Association. <http://ipa.arcticportal.org/resources/what-is-permafrost>. Consulté le 13 février 2014.
- Isaksen, K., Ødegård, R.S., Eiken, T. & Sollid, J.L. (2000). Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 : 241–257. DOI: 10.1002/1099-1530(200007/09)11:3<241::AID-PPP358>3.0.CO;2-A.
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P. & Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters* 38 : L17311. DOI: 10.1029/2011GL048757.
- Kääb, A. (1996). Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge. *Mitteilungen der VAW/ETH Zürich*, 145–181.
- Kääb, A. (1997). Oberflächenkinematik ausgewählter Blockgletscher des Oberengadins. Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie. *Mitteilung der VAW-ETH Zürich*, 158 : 121–140.
- Kääb, A., Haeberli, W. & Gudmundsson, G.H. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 : 409–426. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199710/12)8:4<409::AID-PPP267>3.0.CO;2-C.
- Kääb, A., Gudmundsson, G.H. & Hoelzle, M. (1998). Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*. Yellowknife, Canada.: Collection Nordicana, 531–537.

- Kääb, A. (2000). Photogrammetry for early recognition of high mountain hazards: new techniques and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, part B*, 25 : 765–770.
- Kääb, A. & Vollmer, M. (2000). Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 : 315–326. DOI: 10.1002/1099-1530(200012)11:4<315::AID-PPP365>3.0.CO;2-J
- Kääb, A. & Frauenfelder, R. (2001). Temporal variations of mountain permafrost creep. *First European Permafrost Conference*. Rome, 56.
- Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57 : 39–52. DOI: 10.1016/S0924-2716(02)00114-4.
- Kääb, A. & Reichmuth, T. (2005). Advance mechanisms of rock glaciers. *Permafrost and periglacial processes*, 16 : 187–193.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. & Roer, I. (2006). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Climate Change Impacts on Mountain Glaciers and Permafrost*, 56 : 172–187. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.005.
- Kaufmann, V. (1996). Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the austrian alps. *4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, 97–113.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002a). Monitoring of active rock glaciers by means of digital photogrammetry. *ISPRS Commission III, Symposium "Photogrammetric Computer Vision"*. Graz, Austria, 108–111.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002b). Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hohebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *6th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*. Graz, Austria, 119–139.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2003). Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. Zürich, Switzerland, June, 525–530.
- Kaufmann, V. (2012). The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äusseres Hohebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105 : 63–77.
- Kenyi, L.W. & Kaufmann, V. (2000). Detection and quantification of rock glacier deformation using ERS D-InSAR data. *Proceedings of the ERS-Envisat Symposium*. 16–20 October 2000. Gothenburg, Sweden.

- Kenyi, L.W. & Kaufmann, V. (2001). Estimation of alpine permafrost surface deformation using InSAR data. *Proceedings of IGARSS 2001*, 9–3 July (Cat. No.01CH37217). University of New South Wales, Sydney, Australia, 1107–1109.
- Kenyi, L.W. & Kaufmann, V. (2003a). Estimation of Rock Glacier Surface Deformation Using SAR Interferometry Data. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 41 : 1512–1515.
- Kenyi, L.W. & Kaufmann, V. (2003b). Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*. Zürich, 537–541.
- Koning, D.M. & Smith, D.J. (1999). Movement of King's Throne rock glacier, Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 : 151–162. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<151::AID-PPP312>3.0.CO;2-R.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000). Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 : 267–275.
- Krummenacher, B., Budminger, K., Mihajlovic, D. & Blank, B. (1998). Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentäli, Gemmipass. *Mitteilungen des Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos*, 245.
- Krysiecki, J.-M. (2008). *La Rupture du glacier rocheux du Bérard (massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04) : un cas de dégradation du pergélisol de montagne ?* Grenoble: Université Joseph Fourier, mémoire de Master : 135p.
- Krysiecki, J.-M. (2009). Rupture du glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute Provence) : analyses géomorphologiques et premiers résultats du suivi mis en place sur le site. *Environnements périglaciaires*, 65–78.
- Krysiecki, J.-M. *Analyse des évolutions du pergélisol de montagne dans les terrains sédimentaires et des aléas naturels associés dans les Alpes. Prolongations et mises en place de suivis physiques, thermiques et dynamiques*. Grenoble, thèse en cours.
- Lambiel, C. & Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 : 229–241. DOI: 10.1002/ppp.496.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Université de Lausanne, PhD : 280p.
- Lilleøren, K.S., Etzelmüller, B., Gärtner-Roer, I., Kääb, A., Westermann, S. & Guðmundsson, Á. (2013). The Distribution, Thermal Characteristics and Dynamics of Permafrost in Tröllaskagi, Northern Iceland, as Inferred from the Distribution of Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24 : 322–335. DOI: 10.1002/ppp.1792.

- Liu, L., Millar, C.I., Westfall, R.D. & Zebker, H.A. (2013). Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere*, 7 : 1109–1119. DOI: 10.5194/tc-7-1109-2013.
- MAIF (2010). Analyse des risques induits par la dégradation du permafrost alpin. Schoeneich, P. and Fabre, D. and Vallon, M. and Lorier, L. and Le Roux, O. and Cadet, H. and Krysiecki, J.-M. and Echelard, T. and Gay, M. and Barboux, C. *Rapport de projet*, non publié.
- Mair, V., Zischg, A., Lang, K., Tonidandel, D., Krainer, K., Kellerer-Pirkbauer, A., Deline, P., Schoeneich, P., Cremonese, E., Pogliotti, P., Gruber, S. & Böckli, L. (2012). PermaNET-Réseau d'observation du permafrost sur le long terme. *Rapport de synthèse*, Klagenfurt.
- Maître, H. (2001). *Traitement des images RSO*, Paris: Hermes science. 352p.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364 : 138–142. DOI: 10.1038/364138a0.
- Massonnet, D. & Feigl, K.L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36 : 441–500.
- Messerli, B. & Zurbuchen, M. (1968). Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. *Die Alpen*, 3 : 1–13.
- Monnier, S. (2004). Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc. *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 2 : 139–156.
- Monnier, S. (2006). *Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Université Paris XII. PhD : 330p.
- Muller, S.W. (1947). *Permafrost or permanently, frozen ground and related engineering problems*, J. W. Edwards. 231p.
- Nagler, T., Mayer, C. & Rott, H. (2002). Feasibility of DINSAR for Mapping Complex Motion Fields of Alpine Ice and Rock Glaciers. *Proceedings of 3rd BioGeoSAR*, 377–382.
- Ødegård, R.S., Isaksen, K., Eiken, T. & Ludvig Sollid, J. (2003). Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 : 359–365. DOI: 10.1002/ppp.467.
- Outcalt, S.I. & Benedict, J.B. (1965). Photo-interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 5 : 849–856.
- PERMAFRANCE (2010). *Permafrost in France, report N°1, Ground Surface Temperature 2003-2009, Rockglacier Displacements 1985-2009, Rockfall Observation and Inventories 2005-2009.*, Grenoble, France: Institut de Géographie Alpine. 68p.

- PERMOS (2010). *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. Noetzli, J. and Vonder Muehll, D. (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences. 68p.
- Pillewizer, W. (1957). Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen. *Abhandlungen des Geographischen Institutes der Freie Universität Berlin*, 5 : 37–50.
- Ponton, F. (2013). *Correction des effets atmosphériques en imagerie radar*. Grenoble, France: Université de Grenoble. PhD : 166p.
- Potter, N.J., Steig, E.J., Clark, D.H., Speece, M.A., Clark, G.M. & Updike, A.B. 1998. Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy. *Geografiska Annaler*, 80A : 251–265.
- Ravel, L. (2010). *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc*. Chambéry: Université de Savoie. PhD : 326p.
- Roer, I. (2003). Rock glacier kinematics in the Turtmanntal, Valais, Switzerland – observational concept, first results and research perspectives. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*. Zürich, 971–975.
- Roer, I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. Bonn: Friedrich-Wilhelms-Universität. PhD : 263p.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. & Kääb, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, June 29-July 3, Fairbanks, Alaska: In: Kane, D.L. & K.M. Hinkel (eds), 1505–1510.
- Rott, H. & Siegel, A. (1999). Analysis of mass movements in alpine terrain by means of SAR interferometry. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 1999 IEEE International*, 4 : 1933–1936. DOI: 10.1109/IGARSS.1999.774991.
- Schneider, B. (2001). Fluctuations of air temperature as a reason for short-term velocity changes at the rock glacier Äusseres Hochebenkar (Ötztal Alps, Tyrol). *First European Permafrost Conference*. Rome, 62–63.
- Schneider, B. & Schneider, H. (2001). Zur 60 jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Ötztaler Alpen, Tirol. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37 : 1–33.
- Schoeneich, P., Bodin, X., Krysiacki, J.-M., Deline, P. & Ravel, L. 2010. *Permafrost in France, PERMAFRANCE network*. 68p.
- Seppi, R., Baroni, C. & Carton, A. (2003). Rock glacier inventory of the Adamello Presanella massif (Central Alps, Italy). *8th International Conference on Permafrost*. Zürich, 145–146.
- Stocker-Mittaz, C. (2002). *Permafrost distribution modelling based on energy balance data*. University of Zürich. PhD : 143p.

- Strozzi, T., Kääb, A. & Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (15) : 2919–2931.
- Trouvé, E. (1996). *Imagerie interférentielle en radar à ouverture synthétique*. Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications (ENST), PhD : 297p.
- Vietoris, L. (1972). Über die Blockgletscher des Äusseren Hochebenkars. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 8 : 169–188.
- Vitek, J.D. & Giardino, J.R. (1987). *Rock Glaciers : a review of the knowledge base*. Giardino J.R., Shroder J.F., Vitek J.D., (Ed.), London: Allen und Unwin, 1-26.
- Van Vliet-Lanoé, B. (1988). Teneur en glace et comportement thermique des sols cryoturbés, leurs conséquences pour le développement des contraintes mécaniques dans les sols. Exemples pris au Spitzberg et dans les Alpes. *Bulletin du centre de géomorphologie du CNRS*, 34 : 119–135.
- Wahrhaftig, C. & Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70 : 383–436.
- Walter, D. & Busch, W. (2012). Influences of DEM quality parameters on the topographic phase correction in DInSAR. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, 3927–3930. DOI: 10.1109/IGARSS.2012.6350553
- Washburn, A.L. (1956). Classification of patterned ground and review of suggested origins. *GSA bulletin*, 67 : 823–866.
- Washburn, A.L. (1979). *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, Londres, 406p.
- Whalley, W.B. & Martin, H.E. (1992). Rock glaciers : II Models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 127–186.
- Yan, Y. (2011). *Fusion de mesures de déplacement issues d'imagerie SAR: Application aux modélisations séismo-volcaniques*. Grenoble: Université de Grenoble. PhD : 225p.
- Zebker, H.A., Werner, C.L., Rosen, P. & Hensley, S. (1994). Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 32 : 823–836.
- Zick, W. (1996). Bewegungsmessungen 1965-1994 am Blockgletscher Macun I (Unterengadin / Schweiz) - neue Ergebnisse. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd*, 104 : 59–71.

Liste des figures

Figure 1 : Modélisation de la répartition du permafrost pour l'hémisphère Nord (source, IPA 2010) et pour les Alpes (Boeckli <i>et al.</i> 2012).....	20
Figure 2 : Facteurs agissant sur la limite inférieure du milieu périglaciaire (modifiée d'après Feuillet & Sellier 2008).....	22
Figure 3: Les différentes échelles de contrôle du pergélisol (tirée de Lambiel 2006).....	24
Figure 4 : Evolution théorique de la température dans le sol à différentes profondeurs en fonction du temps, en jours (Bodin 2007).....	26
Figure 5 : Structure et profil thermique théorique d'un corps de pergélisol (graphique communément utilisé, nous avons ici adapté celui de Ravanel (2010)).....	27
Figure 6 : Illustration de la morphologie de surface d'un glacier rocheux (glacier rocheux de la Fournache, massif de la Vanoise, ortho-image IGN de 2006). Les traits-tillés épais représentent le bas du front principal et les fins le haut du front principal identifiable d'après l'image.	29
Figure 7 : Coupe en long et en large de glaciers rocheux actifs, déstabilisés, inactifs et fossile. Tirée de Krysiecki (en cours) modifiée d'après Ikeda & Matsuoka (2002).....	32
Figure 8 : Ortho-images présentant un exemple des 4 types de glaciers rocheux : (1) versant nord-ouest du pic de Panestrel, Queyras ; (2) Casse des Clausins, Queyras ; (3) versant nord-ouest de la pointe de Lanserlia, Vanoise ; versant nord-ouest des pointes de Pierre Brune, Vanoise. Tiré de Echelard & Krysiecki 2012.	32
Figure 9 : Mesures dans forages de la déformations horizontales de glaciers rocheux par inclinométrie (tiré de Arenson <i>et al.</i> 2002).....	34
Figure 10 : Effondrement de la langue et développement de crevasses entre 1975 et 2001 sur le glacier rocheux Grueol (Valais, Suisse). Les crevasses ont commencé à se former sur la rive droite. Entre 1993 et 2001, le mouvement de crue s'est étendu à tout le glacier rocheux. Entre 1975 et 2001, le glacier rocheux a avancé d'environ 60 m (~2,3 m par an) (Tirée de Roer <i>et al.</i> 2008).....	36
Figure 11 : Coupes longitudinales hypothétiques d'un glacier rocheux actif typique (A) et d'un glacier rocheux déstabilisés avec formation de crevasses (B) sur lesquelles sont apposés les processus potentiellement mis en œuvre lors de la déstabilisation d'un glacier rocheux. On constate qu'aucun des processus ne semble privilégié pour expliquer la déstabilisation de la partie terminale du glacier rocheux (tirée de Roer <i>et al.</i> 2008).	36
Figure 12 : Exemples d'installation utilisant des récepteurs de données satellitaires de positionnement. A : récepteur mobile connecté à son antenne ; B : base fixe positionnée sur un bloc fixe lors de mesures DGPS ; C : installation d'un GPS continu « spité » dans le bloc. Le câble noir connecte l'antenne au récepteur lui-même alimenté par batterie couplée à un panneau solaire. (Clichés : Echelard.)	40
Figure 13 : Illustration du matériel utilisé pour l'acquisition de données de positionnement par tachéomètre. A : tachéomètre fixé sur un trépied face au glacier rocheux que l'on souhaite mesurer ; B : Tête d'un prisme réflecteur utilisé pour la visée sur les blocs à mesurer ; C : goujon fixé dans un bloc	

servant de repère pour les différentes campagnes de mesures. (Clichés : A et C, Roer 2005 ; B, Leica Geosystems).	41
Figure 14 : Aperçu du matériel LiDAR utilisé sur le terrain (Bodin 2007).	44
Figure 15 : Les méthodes de mesure placées dans le repère espace/temps des processus (modifié d'après, Ravanel 2010)	46
Figure 16 : Antenne radar primaire typique d'un aéroport (à gauche) et image scope associée à sa rotation (à droite) (source : www.naval-technology.com).	51
Figure 17 : Configuration d'un radar imageur aéroporté à visée latérale (modifiée d'après Maître 2001).	51
Figure 18 : Différence entre radar imageur aéroporté à visée verticale et latérale (modifiée d'après Maître 2001).	52
Figure 19 : Principe de la synthèse d'ouverture ; l'image obtenue semble résulter d'une antenne qui serait la réunion de toutes les antennes élémentaires (modifiée d'après, Maître 2001).....	52
Figure 20 : Distorsions géométriques observées sur les images SAR en géométrie radar. La distance entre le satellite et la cible étant de plusieurs centaines de kilomètres, les arcs de cercle correspondant aux ondes émises par le radar peuvent être assimilées à leur tangente (traits-tillés), (modifiée d'après Barboux, Delaloye, Lambiel, <i>et al.</i> 2013).	54
Figure 21 : Relation entre valeur de phase et longueur d'onde (Barboux, Delaloye, Lambiel, <i>et al.</i> 2013 ; traduite et modifiée de Ferretti <i>et al.</i> 2007).	56
Figure 22 : Schéma simplifié de l'acquisition d'images radars et de la mesure de la contribution de la différence de phase liée au déplacement ($\phi_{\text{dépl}}$) suite à un changement de topographie.....	58
Figure 23 : Schéma simplifié de la différence entre InSAR et D-InSAR. Par souci de clarté, toutes les étapes du processus ne figurent pas sur le schéma.	60
Figure 24 : Configuration géométrique et « <i>baseline</i> » entre deux acquisitions d'images SAR.	61
Figure 25 : Erreurs résiduelles de déplacement vertical sur les interférogrammes différentiels (en mm) en fonction de la précision verticale du MNT et de la valeur de « <i>baseline</i> » perpendiculaire pour les satellites TerraSAR-X (a), Envisat ASAR (b) et ALOS PALSAR (c) ; erreurs données en millimètres (Tiré de Walter & Busch 2012).....	62
Figure 26 : Image d'intensité synthétisée à partir d'une image SAR TerraSAR-X du 01/08/2012 en passage descendant au-dessus de la zone frontalière du Mont-Cenis, Haute Maurienne, Savoie, France. Etant donné la géométrie peu commune des images radar, quelques informations toponymiques ont été superposées pour faciliter la lecture. LOS pour Line of Sight (ligne de visée du satellite) qui correspond sur la figure uniquement à la composante horizontale. Les zones dans les tons blancs correspondent généralement à des versants compressés, orientés vers le satellite lors de l'acquisition. Lors d'un passage descendant du satellite comme c'est le cas ici, cela correspond aux versants orientés sur la moitié Est.	

- Une échelle unique ne peut pas s'appliquer à l'ensemble d'une image en géométrie radar c'est pourquoi elle ne figure pas sur les images. Cependant pour information, la largeur totale de l'image représente environ une quinzaine de kilomètres..... 65
- Figure 27 : Interférogrammes de la même zone que celle présentée sur la Figure 26, couple d'images SAR TerraSAR-X descendants : 01/08/2012 - 23/08/2012 ; $B_{\text{perp}}=32\text{m}$ (logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®). A : interférogramme non filtré ; B : interférogramme filtré. 66
- Figure 28 : Images de cohérence issues de l'interférogramme présenté dans la figure précédente. Les tons noirs indiquent une mauvaise cohérence entre les deux acquisitions (proche de 0) et les tons blancs une bonne cohérence (proche de 1). Logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®. A : image de cohérence non filtrée ; B : image de cohérence filtrée. 67
- Figure 29 : Interférogrammes différentiels (D-InSAR) du même couple d'images. La contribution topographique a été soustraite de l'interférogramme. On peut malgré tout constater quelques franges topographiques résiduelles liées à la qualité du MNT utilisé. A : interférogramme non filtré ; B : interférogramme filtré (logiciel de traitement et de visualisation : GAMMA®)..... 68
- Figure 30 : Interférogrammes différentiels (D-InSAR) en géométrie sol et géoréférencé en Lambert 93 (unité en mètre) ; logiciel de traitement GAMMA®, logiciel de visualisation QGIS. La modification de la géométrie ne permet pas de représenter, dans un rectangle, exactement la même zone que les images précédentes qui sont en géométrie radar..... 69
- Figure 31 : Illustration du petit nombre de pixels que les glaciers rocheux détectés peuvent représenter sur les interférogrammes. L'exemple expose volontairement un glacier rocheux de petite taille afin d'illustrer la difficulté qu'il existe parfois à percevoir et interpréter les mouvements/déformations détectés sur les interférogrammes. Les traits-tillés délimitent le front du glacier rocheux. Interférogramme TSX du 08/01/2012-08/12/2012 (11 jours) en mode descendant. 71
- Figure 32 : Illustration des différents types d'informations utilisés sur les interférogrammes. Les lettres se réfèrent aux explications fournies dans le paragraphe précédent. Glacier rocheux nord-ouest de la pointe de la Vallaisonnay ; à gauche : ortho-image de 2006 ; à droite : interférogramme à 11 jours de la même zone provenant de données TerraSAR-X de 2013. LOS : Line Of Sight : ligne de visée du satellite (sur le plan horizontal). 72
- Figure 33 : Précision altitudinale attendue de la BD ALTI de l'IGN par secteur dans les Alpes françaises ; EMQ : erreur moyenne quadratique appelée erreur standard (Tirée de IGN 2011a). 80
- Figure 34 : Erreur planimétrique moyenne des ortho-images de la BD ORTHO® après orthorectification selon les secteurs des Alpes ; écart entre les coordonnées mesurées sur l'image et les coordonnées terrain (mesures réalisées par l'IGN) ; les numéros se réfèrent aux départements (IGN 2011b). 83
- Figure 35 : Schéma des différents éléments qui composent l'installation des GPS continus utilisés sur les glaciers rocheux. A : schéma théorique, B : installation de l'antenne sur un bloc, C : sur le terrain le régulateur, la batterie et le boîtier GPS sont abrités des précipitations dans le grand coffret en plastique posé au pied du bloc sur lequel se trouve le panneau solaire. 85

Figure 36 : Répartition des GPS continus par rapport à l'emprise spatiale des acquisitions TerraSAR-X durant l'été 2012 (BD ORTHO® : 2009, BD ALTI®).....	86
Figure 37 : Couverture spatiale des inventaires de glaciers rocheux utilisés dans les Alpes françaises. Projection : Lambert 93, unité un mètre (50 km entre deux graduations).....	87
Figure 38 : Localisation et délimitation géographique des Alpes françaises. Les numéros indiquent les massifs dans lesquels s'établissent la majorité des zones de pergélisol. 1 : massif du Mont-Blanc ; 2 : ensemble Vanoise/ Haute Maurienne/ Haute Tarentaise ; 3 : Briançonnais / Queyras ; 4 : Ubaye.....	91
Figure 39 : Emprise géographique des modes ascendant et descendant des données TerraSAR-X utilisées (rectangle rouge). Quelques informations toponymiques ont été ajoutées pour informer le lecteur. Pour ne pas surcharger la carte, seule l'altitude (en mètres) des principaux sommets figurent sur la carte ; ainsi on trouve du Nord au Sud : le Mont Pourri, 3779m ; la Grande Aiguille Rousse, 3482m ; la Grande Casse, 3855m et la Pointe de Charbonnel, 3752m. Fond : ortho-images de 2011, IGN.....	94
Figure 40 : Localisation des Pointes de Pierre Brune ; les traits-tillés roses foncés représentent la délimitation proposée pour les quatre glaciers rocheux actifs du site et le rose pâle pour les deux glaciers rocheux jugés inactifs. Les numéros correspondent aux glaciers rocheux suivis par GPS, 1 : glaciers rocheux de Pierre Brune nord-ouest ; 2 : glaciers rocheux de Pierre Brune nord-nord-est. Fonds topographiques : IGN ; Ortho-image de 2009.	99
Figure 41 : Localisation des scènes d'archives ERS commandées et des stations météorologiques utilisées. Le numéro des traces figure dans le titre de chaque carte et les numéros des sections de trace (les scènes) figurent dans les carrés les délimitant. Sur la carte en bas à droite, les points jaunes localisent les stations météorologiques de MétéoFrance retenues pour les données de précipitations.	104
Figure 42 : Exemples de détections de mouvements de glaciers rocheux sur les interférogrammes ERS. A : Glacier rocheux de Panestrel, massif du Queyras. B : Glacier rocheux du Brec de Chambeyron, massif de l'Ubaye. C : Glacier rocheux de Pierre Brune Nord-Ouest, massif de la Vanoise. Bt indique la base de temps des interférogrammes. Les valeurs de phases ne sont pas déroulées mais un cycle de phase $[-\pi ; +\pi]$ vaut 2,8 cm (demi-longueur d'onde des capteurs ERS). Les traits-tillés délimitent les glaciers rocheux. Ortho-images datant de 2003 (A), 2009 (B) et 2006 (C).	109
Figure 43 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement des glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes pour les Alpes du Nord. Chaque point de couleur représente un glacier rocheux détecté ; Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.	111
Figure 44 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement des glaciers rocheux détectés sur les interférogrammes pour les Alpes du Sud. Chaque point de couleur représente un glacier rocheux détecté. Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN. L'encart incrusté en bas à droite montre les trois glaciers rocheux détectés pour les Alpes Maritimes, une vingtaine de kilomètres plus au sud-est. L'échelle est la même, St-M-V pour Saint-Martin-Vésubie.	112

Figure 45 : Comparaison entre glaciers rocheux actifs de l'inventaire et glaciers rocheux détectés par D-InSAR, secteur du lac Saint-Anne, Queyras.....	114
Figure 46 : Localisation et ordre de grandeur de vitesse de déplacement de l'ensemble des détections de mouvements sur les interférogrammes TSX sur des glaciers rocheux (tous passages confondus) pour le secteur Haute Maurienne / Haute Tarentaise. Chaque point de couleur représente une zone de mouvement détectée sur un glacier rocheux ; Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.	130
Figure 47 : Exemples de détections de mouvements de glaciers rocheux sur des interférogrammes descendants issus des données TerraSAR-X. A : glacier rocheux des Mines ; B : ensemble de glaciers rocheux de la pointe du Lamet ; C : glacier rocheux nord-ouest de la pointe de la Vallaisonnay. Bt indique le « pas de temps » des interférogrammes (« <i>Baseline</i> » temporelle) et LOS la ligne de visée du satellite « <i>Line Of Sight</i> ». Les valeurs de phases ne sont pas déroulées mais un cycle de phase $[-\pi ; +\pi]$ vaut 1,55 cm (demi-longueur d'onde du capteur TSX). Les traits-tillés délimitent les bas des fronts principaux et visibles sur les ortho-images des glaciers rocheux. Par souci de clarté, la couleur rose utilisée classiquement pour délimiter les phénomènes périglaciaires ne figure que sur les ortho-images.	133
Figure 48 : Diagramme en secteur du pourcentage de glacier rocheux détectés pour chaque ordre de grandeur des vitesses estimées.....	134
Figure 49 : Répartition du nombre d'individus pour chaque ordre de grandeur de vitesse classé par tranche altitudinale de 100m.....	135
Figure 50 : Fréquence des catégories de vitesses les plus lentes au sein de chaque tranche altitudinale. Les points noirs valent pour la somme des fréquences des catégories cm(s)/an, dm/an et dm(s)/an ; les points blancs cerclés de noir pour la somme des fréquences des catégories cm(s)/an et dm/an. Les zones grisées correspondent aux tranches altitudinales pour lesquelles le nombre d'individus est inférieur à 10 (voir le texte pour les explications).	136
Figure 51 : Estimation de l'évolution des vitesses de déplacement détectées par D-InSAR entre les années 1990 avec les satellites ERS et 2012 avec TerraSAR-X. Seuls les glaciers rocheux détectés pour les deux périodes figurent sur cette carte. Projection : Lambert 93, unité en mètre. Fond de carte créé à partir de la BD ALTI de l'IGN.....	139
Figure 52 : Quantification du déplacement dans la ligne de visée du satellite du glacier rocheux de la Fournache le long d'un profil. A : localisation du profil (ortho-image de 2009) ; B : variations de la cohérence (non filtrée) le long du profil pour quatre interférogrammes, la zone grisée indique les valeurs pour lesquelles la cohérence se détériore ; C : valeurs de déplacement le long du profil pour les deux interférogrammes retenus (à partir des valeurs de phase filtrées) et pour deux courbes fictives reconstituées. Les images phases de chaque interférogrammes sont présentées en annexe (Annexe 6). .	143
Figure 53 : Estimation du déplacement d'un des glaciers rocheux de la pointe du Lamet par corrélation d'images. Estimation entre l'été 2006 et l'été 2009. Les deux encarts supérieurs présentent l'interférogrammes à 11 jours (décorrélé à l'amont) et l'ortho-image du glacier rocheux et l'encart inférieur les résultats avec comme fond l'ortho-image de 2009. La longueur des vecteurs est	

proportionnelle à la valeur de déplacement (dégradé de couleurs). La coulée située au Nord-Est de l'image ainsi que les racines du glacier rocheux ne sont pas prises en compte lors de la corrélation car les différences d'images sont trop importantes au niveau de la coulée et des résidus de neige gênent la corrélation au niveau des racines. Logiciel : 7D®.....146

Figure 54 : Graphique récapitulatif des vitesses moyennes calculées à partir de la photographie aérienne de 1970 et des ortho-images de 2001, 2006 et 2009.....150

Figure 55 : Photographies aériennes et ortho-images du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest entre 1948 et 2009. Les traits-tillés délimitent le front principal des zones définies comme active (rose foncé) et inactive ou fossile (rose pâle). Les trois dernières vignettes sont des ortho-images les autres des photographies aériennes.152

Figure 56 : Résultats du suivi par GPS continu sur le glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest. Les deux encarts supérieurs présentent les résultats pour l'ensemble de la période de mesure (en m). Les deux encarts inférieurs superposent les données GPS et D-InSAR pour deux interférogrammes TerraSAR-X. Sur ces derniers, les données GPS représentent la composante du déplacement dans l'axe de visée du satellite. Les traits-tillés délimitent la zone active du glacier rocheux tracée d'après l'analyse d'images aériennes de la section précédente. La lettre en bas à gauche de chaque encart se rapporte au texte.....155

Figure 57 : Correction de la limite de la zone active du glacier rocheux de Pierre Brune nord-ouest après analyse des interférogrammes TSX. Les traits-tillés délimitent le front principal des zones définies comme active (rose foncé) et inactive (rose pâle).156

Figure 58 : Images de cohérences des quatre interférogrammes dont les valeurs sont les plus hautes, deux à 11 jours et deux à 22 jours. Les images de gauche présentent les valeurs de cohérence brute et celles de droite sont filtrées de manière à mieux visualiser les zones où la cohérence est supérieure ou inférieure à 0,5 (valeurs médiane à partir de laquelle le signal interférométrique se détériore significativement). Les points rouges localisent l'emplacement des GPS.158

Liste des tableaux

Tableau 1 : Synthèse des caractéristiques des méthodes de mesure de déplacement des glaciers rocheux.	47
Tableau 2 : Caractéristiques techniques des satellites ERS (Maître 2001).	76
Tableau 3 : Caractéristiques techniques du satellite TerraSAR-X.....	78
Tableau 4 : Les différents modes d'acquisitions de TerraSAR-X (ASTRIUM 2013). *Les longueurs des scènes peuvent s'étendre jusque 1500 km.**L'angle d'incidence du capteur pouvant varier, la taille des images peut varier en fonction de celui-ci.	78
Tableau 5 : Dates des ortho-images utilisées par départements (IGN 2011b).....	83
Tableau 6 : Caractéristiques des interférogrammes générés avec les données ERS triés selon le nombre de jours par ordre croissant. En vert les interférogrammes pour lesquels les « <i>baselines</i> » sont inférieures à 110m (valeur calculé d'après Walter et Busch 2012) et en orange ceux qui sont au-dessus de cette valeur mais inférieures à 200m.	105
Tableau 7 : Caractéristiques des interférogrammes générés avec les données TerraSAR-X triés selon le nombre de jours et par ordre chronologique.....	125
Tableau 8 : Récapitulatif des ordres de grandeur retenus en fonction des pas de temps des interférogrammes et des vitesses annuelles estimées pour un tour de phase.....	126

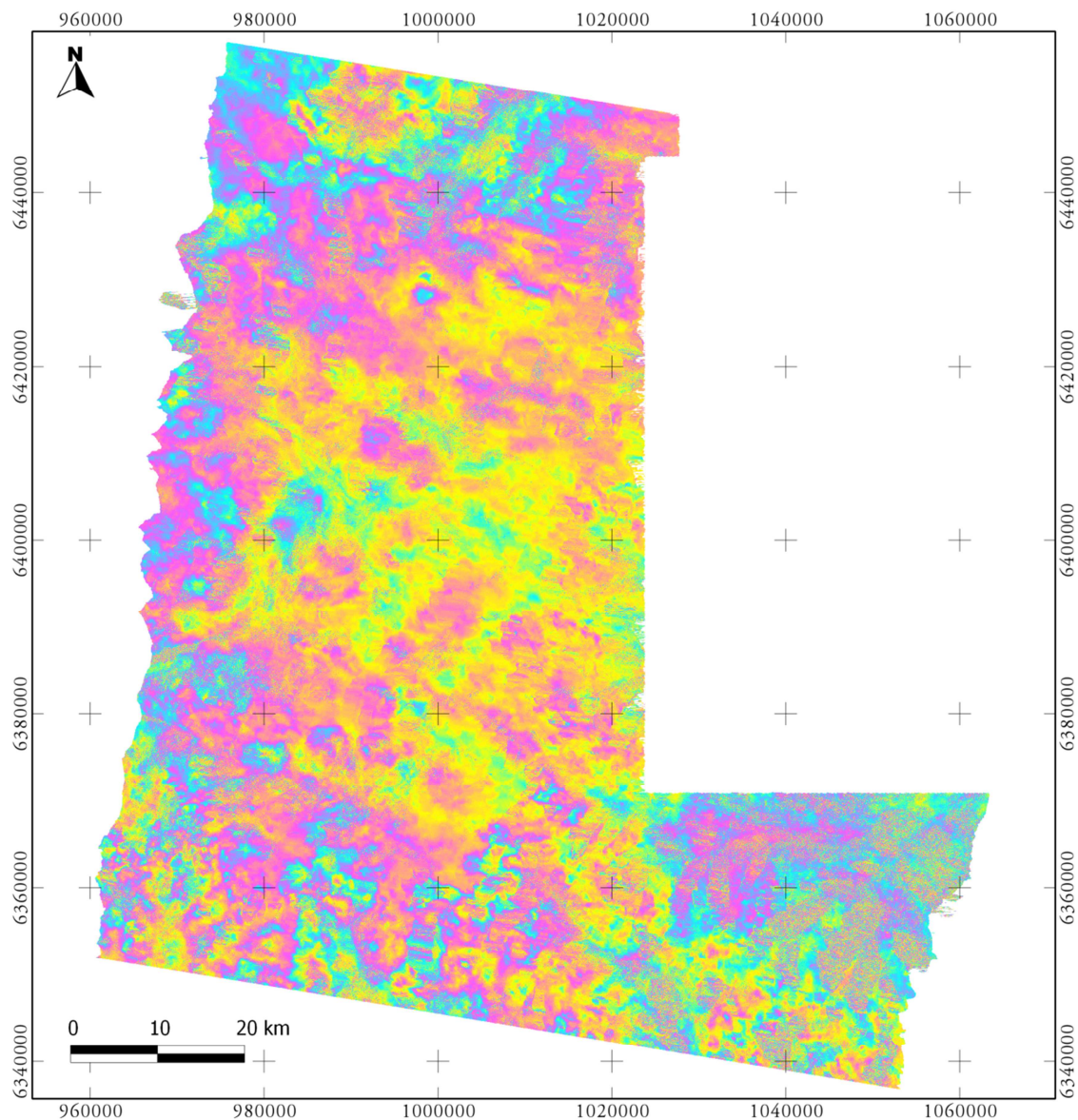
Annexes

Annexe 1 : Synthèse des publications utilisant les méthodes de mesure de surface présentées dans la section 3.1 (tableau mis à jour et modifié d'après (Roer 2005)). Les références ajoutées sont différenciées par la couleur bleu et concernent des publications concernant les Alpes.

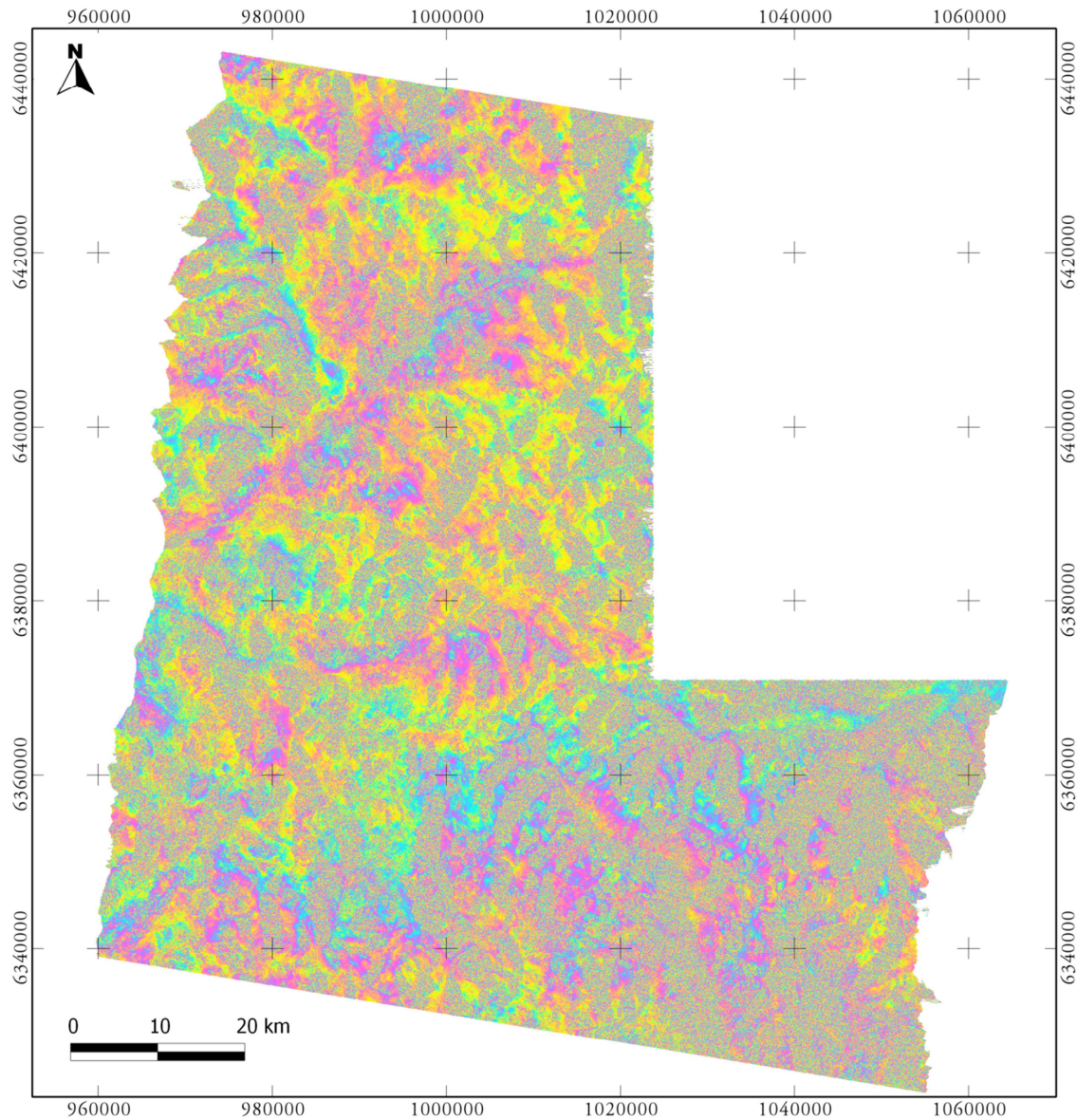
Méthode de mesures	Références
Photogrammétrie	Pillewizer 1957, Messerli & Zurbuchen 1968, Pröhl 1977 dans Barsch 1996, Barsch & Hell 1975, Evin & Assier 1983, Kääb 1996, Kaufmann 1996, Kääb 1997, Hoelzle <i>et al.</i> 1998, Kääb <i>et al.</i> 1998, Krummenacher <i>et al.</i> 1998, Kääb 2000, Kääb & Vollmer 2000, Kääb & Frauenfelder 2001, Schneider 2001, Kääb 2002, Kaufmann & Ladstädter 2002a, Kaufmann & Ladstädter 2002b, Kaufmann & Ladstädter 2003, Frauenfelder <i>et al.</i> 2004, Strozzi <i>et al.</i> 2004, Roer 2005 , Kaufmann 2012 .
Suivi géodésique terrestre	Outcalt & Benedict 1965, Barsch 1969, Vietoris 1972, Eugster 1973, Barsch & Hell 1975, Haeberli 1985, Evin <i>et al.</i> 1990, Barsch & Zick 1991, Francou & Reynaud 1992, Kaufmann 1996, Zick 1996, Krummenacher <i>et al.</i> 1998, Potter <i>et al.</i> 1998, Koning & Smith 1999, Isaksen <i>et al.</i> 2000, Schneider & Schneider 2001, Schneider 2001, Berthling <i>et al.</i> 2003, Ikeda <i>et al.</i> 2003, Ødegård <i>et al.</i> 2003, Roer 2003, Seppi <i>et al.</i> 2003, Roer 2005 , Bodin <i>et al.</i> 2009 .
GPS différentiel	Chesi <i>et al.</i> 1999, Krainer & Mostler 2000, Berthling <i>et al.</i> 2003, Lambiel & Delaloye 2004, Krysiecki 2009 , Delaloye, Lambiel, <i>et al.</i> 2010 , Schoeneich <i>et al.</i> 2010 , Krysiecki en cours .
Interférométrie radar différentielle	Rott & Siegel 1999 , Kenyi & Kaufmann 2000 , Kenyi & Kaufmann 2001 , Nagler <i>et al.</i> 2002 , Kenyi & Kaufmann 2003a , Kenyi & Kaufmann 2003b , Strozzi <i>et al.</i> 2004 , Delaloye <i>et al.</i> 2007a , Delaloye <i>et al.</i> 2007b , Delaloye <i>et al.</i> 2008 , Delaloye, Strozzi, <i>et al.</i> 2010 , Barboux <i>et al.</i> 2012 , Echelard <i>et al.</i> 2012 , Barboux, Delaloye, Collet, <i>et al.</i> 2013 , Barboux, Delaloye, Lambiel, <i>et al.</i> 2013 , Echelard <i>et al.</i> 2013 , Lilleøren <i>et al.</i> 2013 , Liu <i>et al.</i> 2013 .
LiDAR	Bauer <i>et al.</i> 2003 , Bodin & Schoeneich 2008 , Avian <i>et al.</i> 2009 .

Annexe 2 : Interférogrammes entiers illustrant les différences de « qualités » en fonction des valeurs de « *baseline* » et de la décorrélation temporelle, du plus aisé à analyser (A) au plus difficile (C). (3 pages)

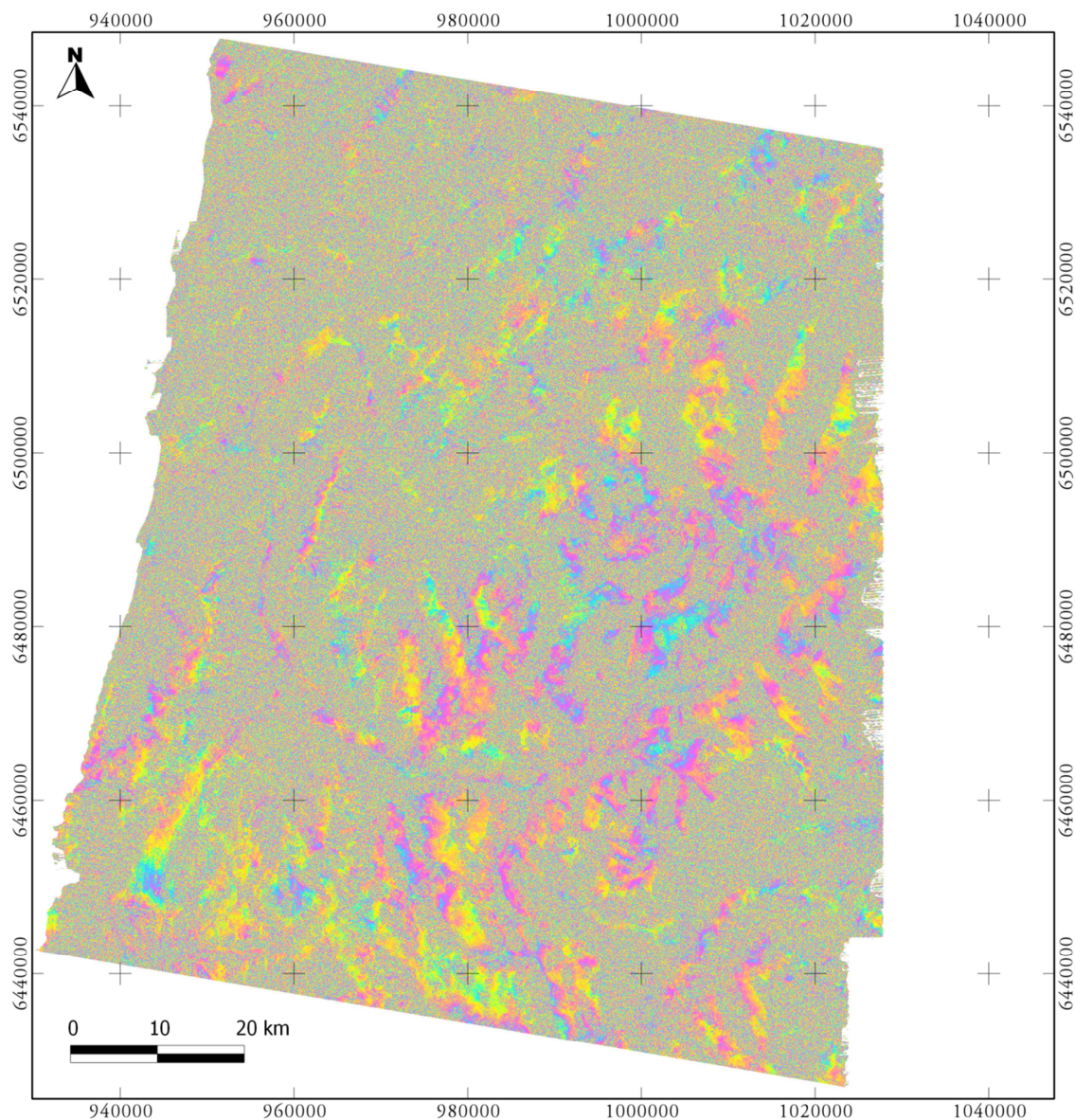
A : interférogramme à 9 jours pour une « *baseline* » de 3 mètres, illustrant le cas d'un interférogramme plutôt aisé à analyser, dont la décorrélation temporelle est assez faible (9 jours) et la « *baseline* » très courte. Passage descendant dans les Alpes du Sud : 08-20-1991 / 08-29-1991.



B : interférogramme à 15 jours pour une « *baseline* » de 184 mètres illustrant le cas d'un interférogramme moins commode à analyser, dont la décorrélation temporelle est plutôt faible (15 jours) mais la « *baseline* » trop longue par rapport à la précision du MNT utilisé. Passage descendant dans les Alpes du Sud : 08-26-1991 / 09-10-1991.



C : interférogramme à 35 jours pour une « *baseline* » de 101 mètres illustrant le cas d'un interférogramme difficile à analyser, dont la décorrélation temporelle est à priori élevée sur des versants de haute montagne (35 jours) et la « *baseline* » proches des valeurs supérieures tolérées (>110m). Passage descendant dans les Alpes du Nord : 07-16-1993 / 08-20-1993.



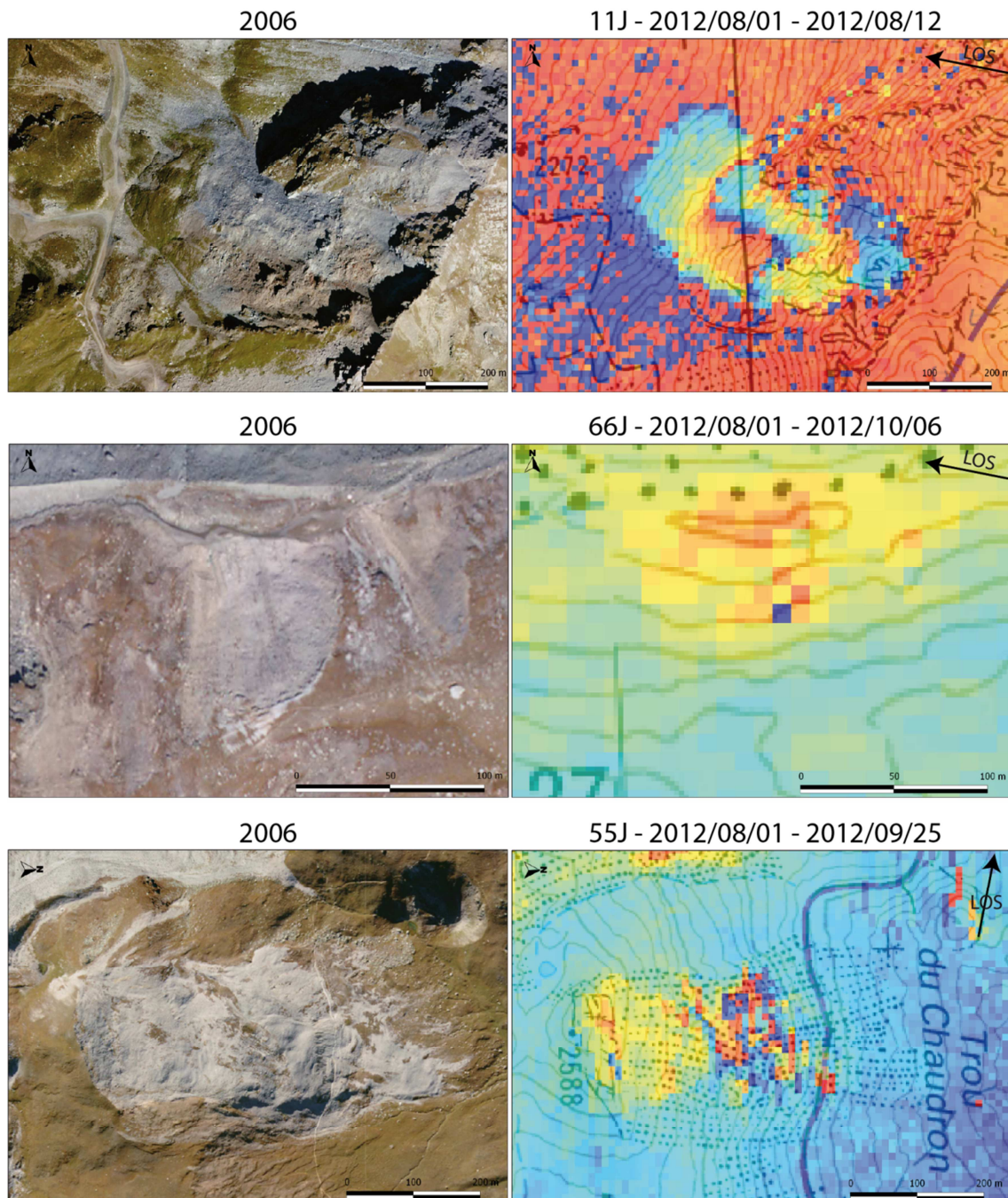
Annexe 3 : Tableau récapitulatif des images SAR acquises et des conditions météorologiques à la date de l'acquisition.

- **En vert**, les images utilisables, acquises dans des conditions optimales : pas de précipitation les jours J et J-1 et un ciel dégagé.
- **En orange**, les images utilisables dans un second temps et/ou avec précaution : pas de précipitation le jour J et moins de 2mm la veille et/ou une couverture nuageuse importante au moment de l'acquisition.
- **En rouge**, les images inutilisables : précipitations le jour de l'acquisition.

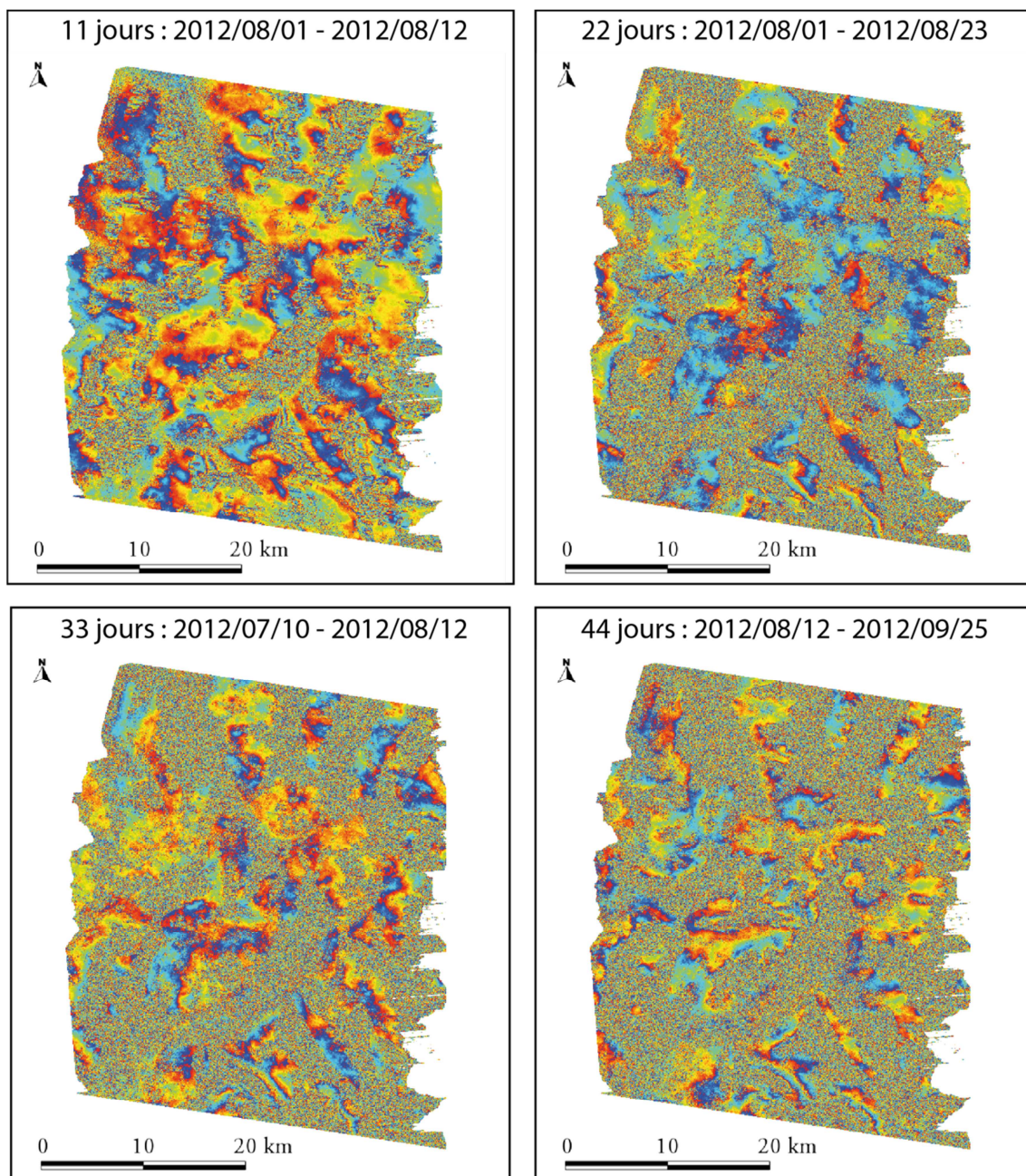
Rappelons que les 5 images manquantes en mode ascendant ont été commandées mais annulées quelques jours avant les acquisitions par le DLR. Il s'agissait des images du 04/08/2012, 26/08/2012, 06/09/2012, 09/10/2012 et 20/10/2012.

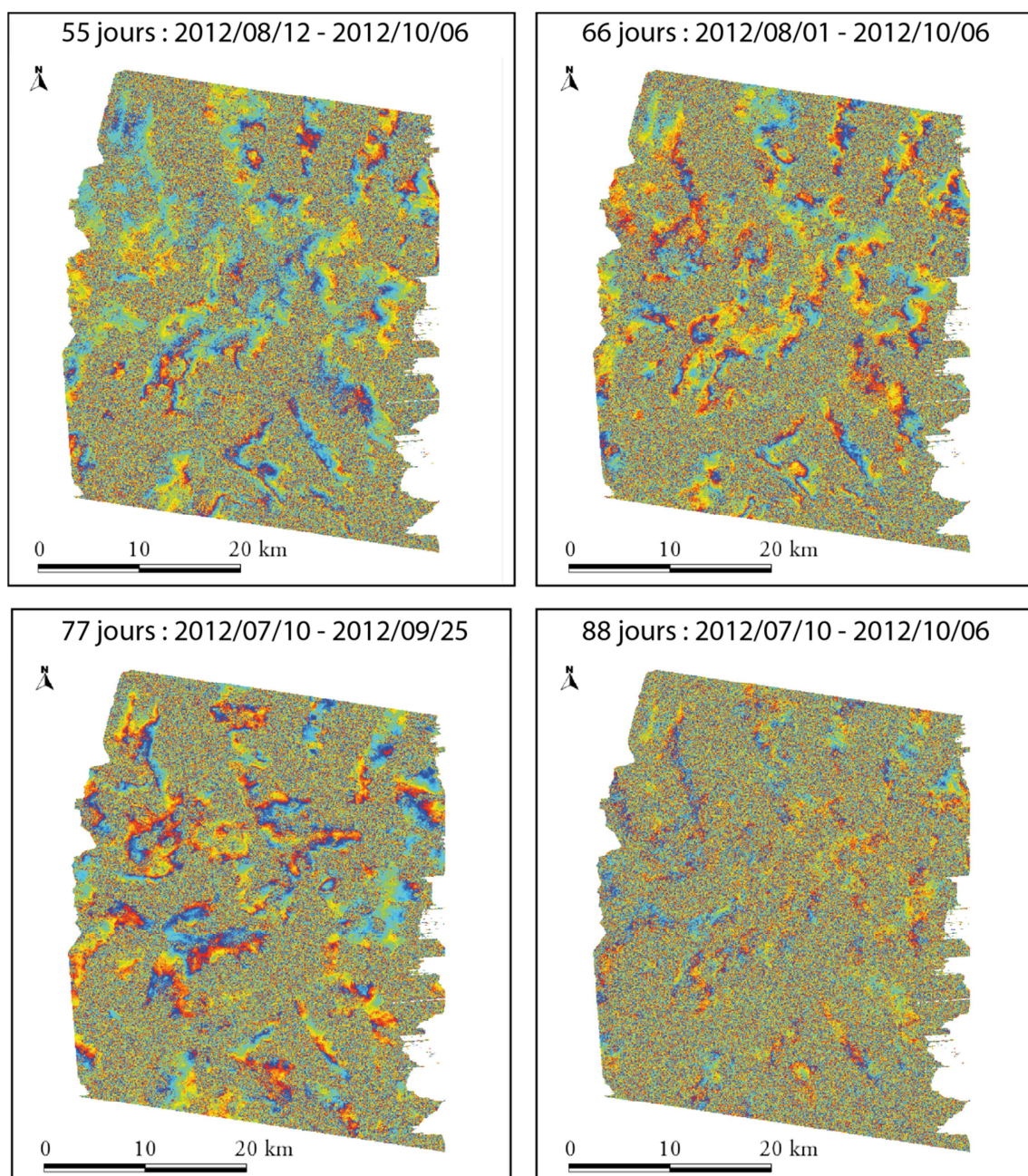
Passage	Date des acquisitions	Commentaire sur la météo (d'après les webcams)
DESCENDANT	10/07/2012	Beau, ciel dégagé
	21/07/2012	Très nuageux, pluie
	01/08/2012	Beau, ciel dégagé
	12/08/2012	Beau, ciel dégagé
	23/08/2012	Beau, ciel dégagé
	03/09/2012	Nuageux et de la neige à partir de 2000m
	14/09/2012	Nuageux
	25/09/2012	Beau, ciel dégagé
	06/10/2012	Beau, ciel dégagé
	17/10/2012	Neige et ciel voilé
ASCENDANT	13/07/2012	Nuageux
	24/07/2012	Quelques nuages
	15/08/2012	Nuageux, pas de pluie
	17/09/2012	Nuageux, pas de pluie
	28/09/2012	Beau avec quelques nuages d'altitudes, un petit peu de neige au-dessus de 2800m

Annexe 4 : exemples de formes détectées autres que des glaciers rocheux sur les interférogrammes TSX. Lors de l'analyse des interférogrammes, nous nous sommes focalisés sur la détection de glaciers rocheux, néanmoins, certaines autres formes très nettement visibles ont parfois été répertoriées, au cours des analyses. Les vignettes ci-dessous illustrent quelques-unes de ces détections. Nous avons répertorié 141 formes autres que des glaciers-rocheux.

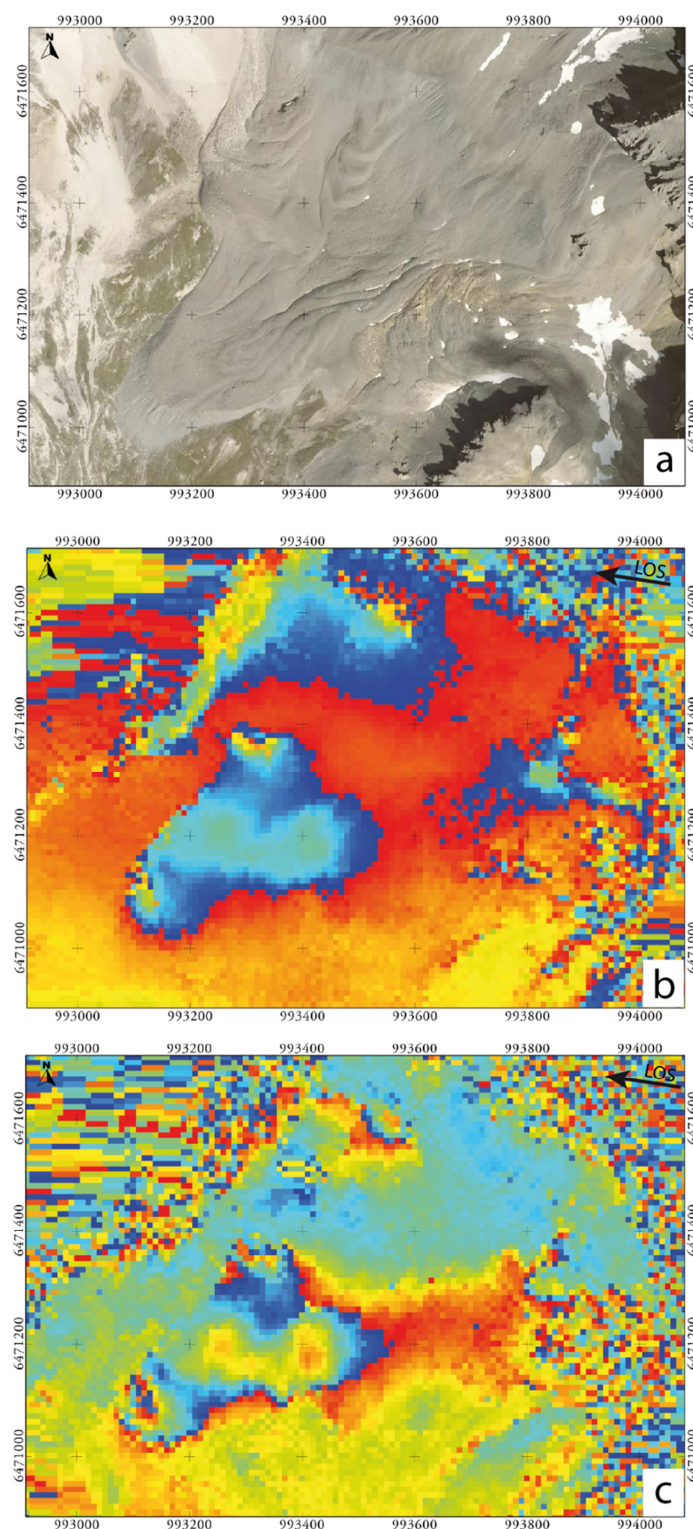


Annexe 5 : Illustration de la décorrélation temporelle progressive sur les interférogrammes TSX et pour des zones montagneuses. Augmentation progressive du bruit de 11 jours jusqu'à 88 jours dans le secteur Haute Maurienne/Haute Tarentaise. Tous les interférogrammes proviennent de passages descendants. (2 pages)





Annexe 6 : Images de phases filtrées des interférogrammes ayant servies pour la quantification du mouvement du glacier rocheux de la Fournache. **a** : ortho-image de 2009 ; **b** : image de phase de l'interférogramme à 11 jours du 2012/08/01 - 2012/08/12 ; **c** : image de phase de l'interférogramme à 22 jours du 2012/07/10 - 2012/08/01.



Annexe 7 : Déplacements quotidiens (cm/jour) enregistrés par les GPS continus sur deux blocs du glacier rocheux de Pierre Brune Nord-Ouest durant l'été 2012. Déplacements en x, y et z (graphique a et b) et reconstitution du mouvement en 2D sur le plan horizontal (graphique c). Se référer à la **Figure 36** pour la localisation des GPS.



